

ю. и. лазарев

**СТРУКТУРНАЯ
И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ
ПЕТРОЛОГИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ
КВАРЦИТОВ
КОСТАМУКШСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**

А К А Д Е М И Я Н А У К С С С Р
КАРЕЛЬСКИЙ ФИЛИАЛ
ИНСТИТУТ ГЕОЛОГИИ
Труды

Выпуск 10

Ю. И. ЛАЗАРЕВ

**СТРУКТУРНАЯ
И МЕТАМОРФИЧЕСКАЯ
ПЕТРОЛОГИЯ
ЖЕЛЕЗИСТЫХ
КВАРЦИТОВ
КОСТАМУКШСКОГО
МЕСТОРОЖДЕНИЯ**



ИЗДАТЕЛЬСТВО
«Н А У К А»
ЛЕНИНГРАДСКОЕ
ОТДЕЛЕНИЕ
Л Е Н И Н Г Р А Д
1971

1973 г.

УДК 551.243; 551.25; 551.72

Структурная и метаморфическая петрология железистых кварцитов Костамукшского месторождения Карельской АССР. Лазарев Ю. И.
Изд-во «Наука», Ленингр. отд., Л., 1971, 1—192.

Данные структурного и микроструктурного анализа совместно с литологическим, петрографическим и минералогическим изучением железистых кварцитов свидетельствуют, что региональный метаморфизм протекал как существенно изохимический процесс. На состав магнезиально-железистых силикатов решающее влияние оказывает состояние окисления железистых кварцитов, унаследованное от первоначального осадка и определяющее P_{O_2} в поровом растворе. Щелочные минералы (амфиболы и пироксены) формируются в тех пластах, над которыми P_{O_2} поддерживалось на уровне магнетит-гематитового буфера. Повышенная магнезиальность и окисленность отличает щелочные амфиболы от минералов, возникших при щелочном метасоматозе. Полученные данные свидетельствуют также о большом влиянии на характер метаморфических минералов скорости изменения T и P . В работе обсуждается ряд методических и теоретических вопросов структурной петрологии: методы изучения наложенных деформаций, принципы кинематической и динамической интерпретации данных микроструктурного анализа, использование его для возрастной корреляции минералов. Рассматривается также поведение природных кислородных буферных систем в меняющихся условиях T и P и их реакция на воздействие гидротермальных растворов различной щелочности. Библи. — 123 назв., рис. — 50, табл. — 9.

Ответственный редактор

К. О. КРАТЦ

2-9-3
327-71 (I)

БИБЛИОТЕКА
Карельского филиала
Академии наук СССР

Введение

Настоящая работа является результатом многолетнего (1959—1964 гг.) изучения геологии, тектонического строения и метаморфизма пород железисто-кремнистой формации нижнего протерозоя, слагающих Костамукшское месторождение в юго-западной части Калевальского района Карелии.

Необходимость специального изучения тектонического строения района месторождения и метаморфизма железистых кварцитов диктовалась как большой практической значимостью этих вопросов, так и их нерешенностью в ходе предшествующих исследований, направленных главным образом на выяснение основных особенностей геологического строения месторождения и изучение литологических особенностей железистых кварцитов.

Прежде всего необходимо было выяснить условия формирования щелочных минералов: амфиболов и пироксенов, которые повсеместно присутствуют в наиболее богатых и ценных в практическом отношении разностях железистых кварцитов. В зависимости от решения вопроса о происхождении этих типоморфных минералов должен решаться и вопрос о происхождении самих железистых кварцитов.

Сложность этой задачи усугублялась тем, что в щелочно-амфиболовых железистых кварцитах Костамукшского месторождения отсутствуют какие-либо реликты более раннего грюнерита, и сами щелочно-амфиболовые кварциты геологически отделены от грюнеритсодержащих широкой полосой безамфиболовых биотитовых разностей. Таким образом, вопросы минералогической корреляции нельзя было решить обычными петрографическими методами. Анализ возможных путей решения этой проблемы привел к выводу об использовании созданных в ходе складчатости тектонических элементов в качестве отсчетных синхронных реперов для определения возраста того или иного минерала или какой-либо его генерации и последующей корреляции этих генераций разных минералов друг с другом. Это в свою очередь потребовало проведения большого объема микроструктурных исследований и обусловило необходимость детального полевого структурного анализа, целью которого было установление количества фаз складчатости, оперировавших в пределах района, и получение по возможности развернутых характеристик тектонических структур каждой фазы. Без такой информации микроструктурный анализ потерял бы свою силу.

Уже в ходе выполнения этой части программы стало ясно, что грюнерит, биотит и щелочные амфиболы кристаллизовались в общем плане одновременно — от раннекинематических до посткинематических условий, но в разных по своему первоначальному составу породах. Сопоставление эволюции химизма этих минералов подтвердило вывод о их синхронности. С другой стороны, изучение петрохимии железистых кварцитов показало, что режим щелочей не влиял на образование преобладающей части «метасоматических» минералов, в том числе щелочных

амфиболов, и привнос их отсутствовал. Таким образом, было сделано заключение о формировании всех железистых силикатов в ходе прогрессивного изохимического метаморфизма. В конечном счете потребовалось объяснить, при каких условиях изохимический метаморфизм приводит к появлению щелочных минералов. Как оказалось, образование щелочных минералов обусловлено протеканием метаморфизма в кислородной внутренне буферированной системе.

Результаты структурного и микроструктурного анализа, предпринятого для того, чтобы проследить отдельные этапы и стадии метаморфической эволюции железистых кварцитов, имеют и самостоятельное значение. Вытекающие из них теоретические и методические вопросы структурного и микроструктурного анализа рассматриваются параллельно с изложением фактического материала в главах III и V. Происхождению широко развитой в докембрии крутой *B*-линейности посвящена глава IV.

Не все затронутые вопросы изучены с равной и достаточной полнотой. Необходимы дальнейшие исследования, чтобы разработать методы практического использования в структурном картировании складок «нейтрального» типа, ассоциирующихся с крутой *B*-линейностью. Еще больше предстоит сделать для выяснения многообразных аспектов преломления наложенных деформаций в ориентировке минералов. Как показали проведенные исследования, использование микроструктурного анализа для целей минералогической корреляции, для выделения минералов-парагенов в минералогически и химически различных породах является плодотворным, что указывает на необходимость дальнейших работ в этом направлении. Наконец, требуют подтверждения и проверки многие исследования, вытекающие из рассмотрения поведения кислородных буферных систем. Настоящая работа, возможно, доставит некоторые данные для дальнейших исследований в этих направлениях.

При проведении исследований автору оказали большую помощь В. М. Чернов, К. А. Инина, Н. В. Мельянцев, Е. Ф. Белоусов, Н. А. Белякова, Е. Ф. Романов. Химические анализы выполнены в химико-аналитической лаборатории Института геологии Карельского филиала АН СССР. Все аналитики указаны в сводной таблице химических анализов (табл. 9). Особо следует отметить работу В. А. Доильницыной, проводившей анализ минералов. Рентгеноструктурный анализ проводился В. П. Мартыновым также в Институте геологии Карельского филиала АН СССР. Большое количество ориентированных шлифов изготовили С. В. Чехонин и Н. В. Орлов. В оформление графики большой труд вложили фотографы Ю. В. Покровский и А. А. Зайцев, чертежницы Н. А. Лубская и С. М. Жердева. Ряд полезных замечаний по рукописи был сделан доктором геолого-минералогических наук А. Н. Казаковым. Всем указанным товарищам и коллегам по работе автор выражает искреннюю благодарность. Он глубоко признателен члену-корреспонденту АН СССР К. О. Кратцу, постоянное внимание и советы которого имели неоценимое значение на всех этапах работы.

Геологическое строение района

ИСТОРИЯ ИССЛЕДОВАНИЯ

Костамукшское месторождение железных руд, расположенное в 40 км к югу от западной оконечности оз. Верхнее Куйто, со времени своего открытия в 1945 г. является объектом интенсивного изучения. Первые стратиграфические схемы пород района были даны С. А. Дюковым и К. К. Судиславлевым в 1947—1948 гг. Железистые кварциты и ассоциирующие с ними разнообразные кристаллические сланцы объединялись под общим названием «костамукшского метаморфического (железорудного) комплекса», слагающего нижнюю часть общей выделенной последовательности пород и поэтому отнесенного к нижнему архею. К нижнему архею отнесены также более молодые метаморфизованные кислые эффузивы, пара- и ортоамфиболиты, амфиболовые сланцы и прорывающие их олигоклазовые граниты и гнейсо-граниты. Верхний архей сложен ортоамфиболитами (у С. А. Дюкова зеленые сланцы и метадиабазы) и более молодыми микроклиновыми гранитами. Протерозойские образования представлены ультраосновными породами, габбро-норитами и габбро-диабазам.

Последовательность смены пород, представленная С. А. Дюковым и К. К. Судиславлевым, сохраняется в основных чертах и в дальнейшем. В ней обращает внимание двукратное повторение в разрезе основных вулканитов (амфиболитов), разделенных интрузиями олигоклазовых гранитов.

Следует отметить, что К. К. Судиславлев развил представление об общей сложноскладчатой структуре месторождения и выделил две главные структуры: продольную антиклиналь и поперечную антиклиналь. Ассоциация этих двух структур определяет существующие особенности залегания пород и общую дугообразно изогнутую форму месторождения.

Разведка месторождения (1950—1953 гг.) показала, что железистые кварциты располагаются как бы на двух уровнях в моноклинально залегающей толще и разделены плагиопорфирами (метаморфизованными кислыми эффузивами) и слюдистыми сланцами. Соответственно этому П. А. Гуревич и С. И. Эвенчик выделили две продуктивные толщи, названные нижней и верхней толщами переслаивания, и включили кислые эффузивы в состав костамукшского метаморфического комплекса. В отличие от С. А. Дюкова и К. К. Судиславлева возраст пород комплекса был определен как верхнеархейский, а общая структура месторождения стала рассматриваться как простая моноклиналь. Изучение литологии и фациальных условий формирования железистых кварцитов, проведенное в 1953—1958 гг. Институтом геологии Карельского филиала АН СССР (Чернов, 1959; Чернов, Стенарь, 1960, 1961; Чернов, 1964; Кратц, Чернов, 1963), показало:

- 1) породы костамукшского метаморфического комплекса имеют нижнепротерозойский возраст и слагают нижнюю часть разреза, являясь

эквивалентными породам гимольской серии других районов Западной Карелии;

- 2) в составе комплекса выделяются два члена разреза: подрудная толща гнейсов, амфиболовых сланцев и «туфобрекчий» и верхняя, собственно железорудная толща, сложенная разнообразными сланцами (с преобладанием кварцево-слиудистых) и железистыми кварцитами; разрез толщи венчается плагиопорфирами;
- 3) анализ состава железистых кварцитов и непосредственно с ними ассоциирующих графитистых пиритсодержащих сланцев показал, что железистые кварциты являются продуктами изменения железистых осадков, и в строении пластов железистых кварцитов отражается цикличность режима осадконакопления;
- 4) общая структура месторождения является синклинальной, осложненной более мелкой складчатостью;
- 5) широко развитые к западу от месторождения основные вулканиты образуют единую большезерскую серию, отделенную от гимольской серии угловым несогласием.

Необходимо подчеркнуть, что во всех перечисленных выше работах обсуждались только общегеологические вопросы, и они не касались вопросов метаморфизма, отношения метаморфизма к интрузивным породам и складчатости. История тектонических движений также характеризовалась исключительно с общегеологических позиций.

В результате дальнейшего изучения геологии месторождения (1959—1962 гг.) было подтверждено (В. М. Чернов, М. М. Стенарь, Ю. И. Лазарев, К. А. Инина, В. И. Коросов, В. И. Робонен, Г. А. Лебедева, В. Я. Горьковец) сделанное ранее предположение об общей синклинальной структуре месторождения. Детально были изучены состав и строение пород гимольской серии, охарактеризованы общие особенности метаморфизма железистых кварцитов. Опираясь на материалы этого и предыдущего изучения, В. М. Чернов (1964) предпринял попытку детализировать стратиграфическую схему пород гимольской серии (костамукшского метаморфического комплекса) с выделением в разрезе нескольких свит, коррелируемых с соответствующими свитами, выделенными в железорудных толщах района дер. Гимолы—пос. Суккозеро. Стратиграфическая последовательность пород гимольской серии практически идентична с последовательностью, предложенной П. А. Гурвичем и С. И. Эвенчик. Нижней толще переслаивания соответствует костамукшская свита; плагиопорфиры и ритмичнослоистые сланцы отнесены к межезерской свите, а породы верхней толщи переслаивания — к кадиозерской свите. Такое совпадение стратиграфических схем, прослеживающееся вплоть до отдельных выделяемых пачек, обращает особое внимание, так как в работе В. М. Чернова (1964) подчеркивается, что месторождение имеет сложное складчатое строение и общая синклинальная структура его осложнена рядом более мелких складок, вплоть до пloyчатости. Это противоречит положению о простой моноклинальной структуре, лежащей в основе схемы П. А. Гурвича и С. И. Эвенчик.

Согласно взглядам В. М. Чернова, метаморфизм пород развивался в два этапа: прогрессивный региональный метаморфизм и регрессивный щелочной метасоматоз с привнесом щелочей из магматического источника. Разнообразные щелочные амфиболы, эгирин, биотит и щелочные полевые шпаты образовались при щелочном метасоматозе железистых кварцитов, тогда как грюнерит и актинолит представляют собой минералы регионального метаморфизма. Однако, несмотря на то что большинство силикатных минералов в железистых кварцитах образовалось при щелочном метасоматозе, валовый состав железистых кварцитов сохранил все особенности первоначального осадка. При щелочном метасоматозе не уве-

личилось сколько-нибудь заметно содержание щелочей. В ряде случаев химический анализ метасоматитов обнаруживает только их следы, а среднее содержание не превышает 1—2%, что примерно в 10 раз ниже, чем в слюдистых сланцах, где щелочной метасоматоз совершенно не проявился.

Региональный метаморфизм и щелочной метасоматоз протекали на фоне складчатости пород гимольской серии, вызвавшей образование интенсивной минеральной линейности и кристаллизационной сланцеватости, параллельных осям и осевым поверхностям мелких складок.

ГЕОЛОГИЧЕСКИЕ ОБРАЗОВАНИЯ

В юго-восточной части района суперкрустальные образования, представленные разнообразными кристаллическими сланцами и железистыми кварцитами, с юга, севера и востока окаймлены гнейсо-гранитами и образуют дугообразно изогнутую структуру Костамукшского месторождения. Этот комплекс метаморфизованных (преимущественно осадочных) пород, составляющий гимольскую серию нижнего протерозоя (Кратц, 1958), постепенно расширяясь, протягивается на запад на 7—8 км и далее в своей наиболее широкой и сложно построенной части резко меняет простирание на северо-северо-восточное. Меридиональная ветвь длиной около 9 км к северу постепенно суживается, что сопровождается упрощением ее внутреннего строения, а затем находит свое продолжение в аномалиях и выходах железистых кварцитов в окрестностях оз. Корпанги в северной части района. Территория месторождения в итоге может быть подразделена на меридиональную и широтную ветви и участок изгиба простирания, или на северный, южный и центральный участки соответственно. Границы между участками совершенно условны, и ниже под центральным участком понимается часть месторождения, ограниченная с востока меридиональным разломом, а с севера — заметным, хотя и второстепенным, флексуорообразным изгибом простирания в начале меридиональной ветви.

К западу от месторождения резко преобладают разнообразные породы основного состава. Здесь наряду с мелкозернистыми диабазоподобными полевошпатовыми амфиболитами широко развиты габбро-амфиболиты, актинолититы, горнблендиты, гнейсовидные и сланцеватые амфиболиты, а также амфиболовые неяснополосчатые или четко слоистые, часто с гранатом, сланцы. Среди этих пород залегают жилы, дайки и небольшие тела сильно амфиболизованных пироксенитов и серпентинитов, а также слабометаморфизованных габбро-диабазов, зеленых сланцев, метадиабазов и метапорфиритов, диабазовых брекчий и т. п. Последние наблюдаются в западной части полосы развития основных пород за пределами рассматриваемой площади (рис. 1). Среди доминирующих основных пород встречаются небольшие аномалии и выходы железистых кварцитов, включения слоистых слюдисто-кварцевых сланцев, дайки гипабиссальных интрузий плагиопорфиров и отдельные тела гранитов.

Комплекс основных пород тянется в северо-северо-восточном направлении и исчезает в северной части района, отличительной особенностью которой является широкое развитие интрузий гранитов, прорывающих и мигматизирующих отложения гимольской серии, частично превращенные в мелкозернистые гнейсы (гнейсо-сланцы). Другая особенность северной части района заключается в том, что общее северо-восточное простирание (СВ 20—30°) суперкрустальных образований осложняется рядом флексуорообразных изгибов с субмеридионального на субширотное. Северная часть района в пределах рассматриваемой площади приурочена к короткой широтной ветви очень крупного флексуорообразного изгиба.

Все развитые на территории района как суперкрустальные, так и интрузивные горные породы, за возможным исключением только наиболее молодых, почти не затронутых метаморфизмом даек оливиновых габбро-норитов, имеют нижнепротерозойский, а частью, возможно, и архейский возраст.

В пределах района устанавливается следующая общая последовательность формирования отдельных групп горных пород:

- 1) толща биотитовых порфиробластических гнейсов (мигматитов) и прорывающих их плагиоклазовых гнейсо-гранитов, возможно, архейского возраста;
- 2) гимольская серия нижнего протерозоя;
- 3) гнейсовидные и сланцеватые полевошпатовые и гранатовые орто- и параамфиболиты, частью одновременные с гимольской серией, метаморфизованные ультраосновные породы (пироксениты и серпентиниты);
- 4) плагиопорфиры;
- 5) огнейсованные плагиомикроклиновые и микроклино-плагиоклазовые биотитовые и двуслюдяные граниты и гранодиориты, их пегматиты и аплиты;
- 6) габбро-амфиболиты, частью мелкозернистые диабазоподобные и полевошпатовые амфиболиты;
- 7) метадиабазы, метапорфириты, метамандельштейны, диабазовые брекчии и зеленые сланцы;
- 8) лейкократовые розовые и красные микроклиновые граниты, обычно пегматоидные (небольшие тела), плагиоклазовые (альбитовые) граниты аляскитового типа и пегматиты микроклиновых гранитов;
- 9) оливиновые габбро-нориты.

Распространение отдельных групп горных пород на территории района крайне неравномерно; различно и их отношение к отдельным фазам тектонических движений.

Переходя к краткой характеристике выделенных групп, необходимо отметить, что, поскольку железистые кварциты сконцентрированы в юго-восточной части района (Костамукшское месторождение), состав и внутренняя стратиграфия пород гимольской серии этой части района требует специального обсуждения и составляет содержание следующей главы.

П о р ф и р о б л а с т и ч е с к и е б и о т и т о в ы е г н е й с ы . Толща среднезернистых биотитовых порфиробластических гнейсов относится к наиболее древним породам района. Реликты ее были встречены в разных частях района в контактах пород гимольской серии с окружающими массивами гнейсо-гранитов, слагающих антиклинальные поднятия.

Наиболее хорошо биотитовые порфиробластические гнейсы обнажаются на южном участке месторождения как в северном, так и южном контактах гимольской серии. В южном контакте биотитовые гнейсы выше сменяются полосчатыми амфиболовыми сланцами нижней пачки подрудной толщи гимольской серии, тогда как в северном контакте в низах разреза серии наряду с амфиболовыми сланцами присутствуют серицито-кварцевые и биотито-серицито-кварцевые сланцы, представляющие собой метаморфизованные песчаники и, возможно, аркозы. Последние приурочены к низам пачки и могут рассматриваться как указание на перерыв в осадконакоплении.

Внешне биотитовые гнейсы на южном участке месторождения представляют собой темно-серую или серую (в зависимости от степени фельдшпатизации и сегрегации темноцветных) среднезернистую породу с четкой гнейсовидностью, обусловленной плоскостной ориентировкой кварца, слюды и полевого шпата, но в то же время весьма однородную породу.

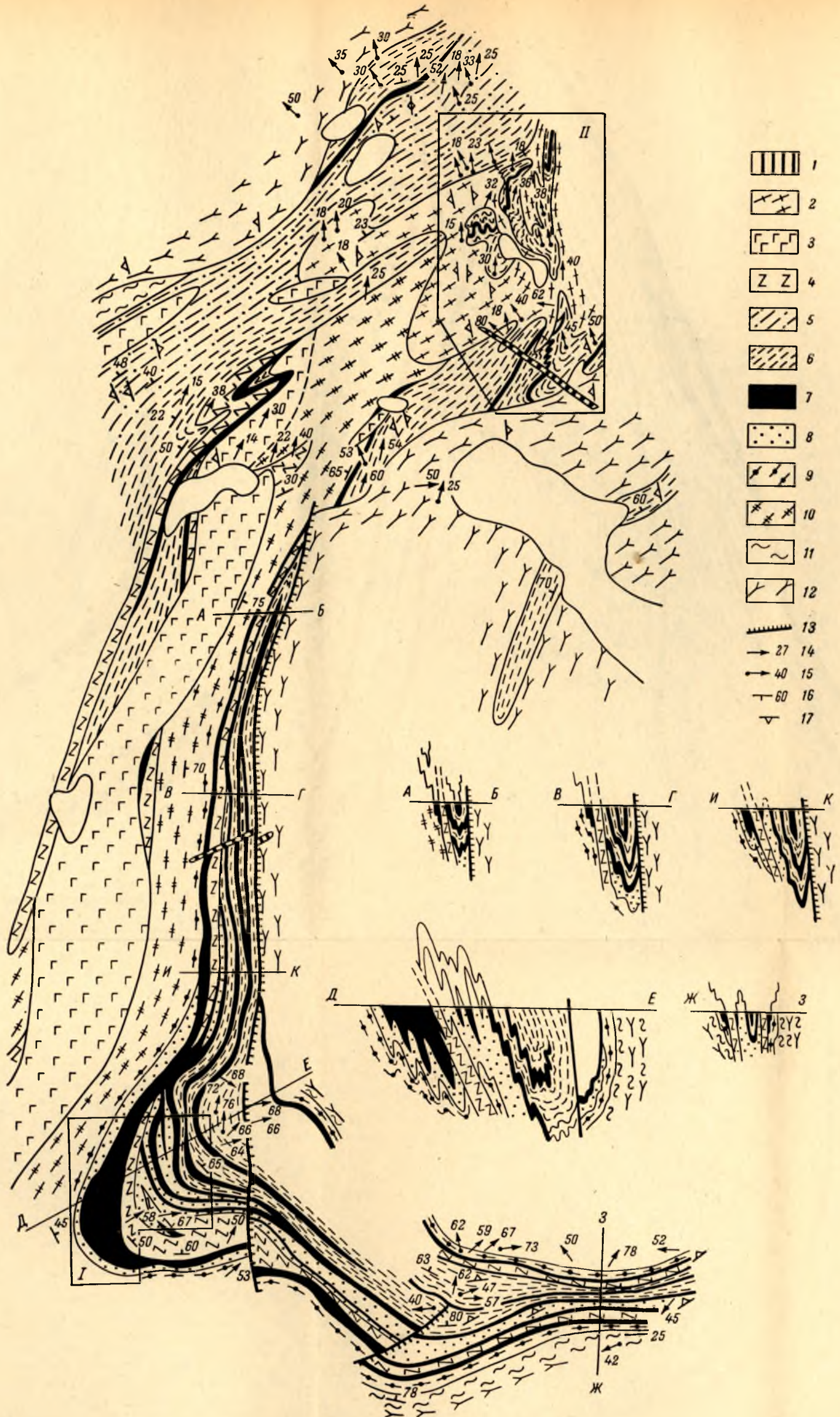


Рис. 1. Геологическая карта района Костамукшского месторождения.

1 — габбро, оливковые габбро-нориты; 2 — нижнепротерозойские гранитоиды; 3 — габбро-амфиболиты; 4 — плагипорфиры; 5 — двуслю-
дчатые кристаллические сланцы; 6 — лептитовидные гнейсо-сланцы и биотито-кварцевые кристаллические сланцы; 7 — железистые кварциты;
8 — внутриформационные конгломераты, грауваки и слюдистые сланцы; 9 — амфиболовые и кварцево-амфиболовые сланцы; 10 — нерасчле-
ненные амфиболовые сланцы и амфиболиты орто- и параряда, частью более молодые; 11 — реликты толщи гранитизированных биотитовых
гнейсов; 12 — гранито-гнейсовое основание, переработанное нижнепротерозойскими гранитами; 13 — тектонические нарушения; 14 — оси скла-
дков и минеральная линейность (b^1 и l^1); 15 — оси наложенных складок (b^2 и b^3); 16 — слоистость и ранняя сланцеватость (S^0 и S^1); 17 — на-
ложенная сланцеватость и гнейсовидность (S^2); I, II — контуры рис. 2 и 18.

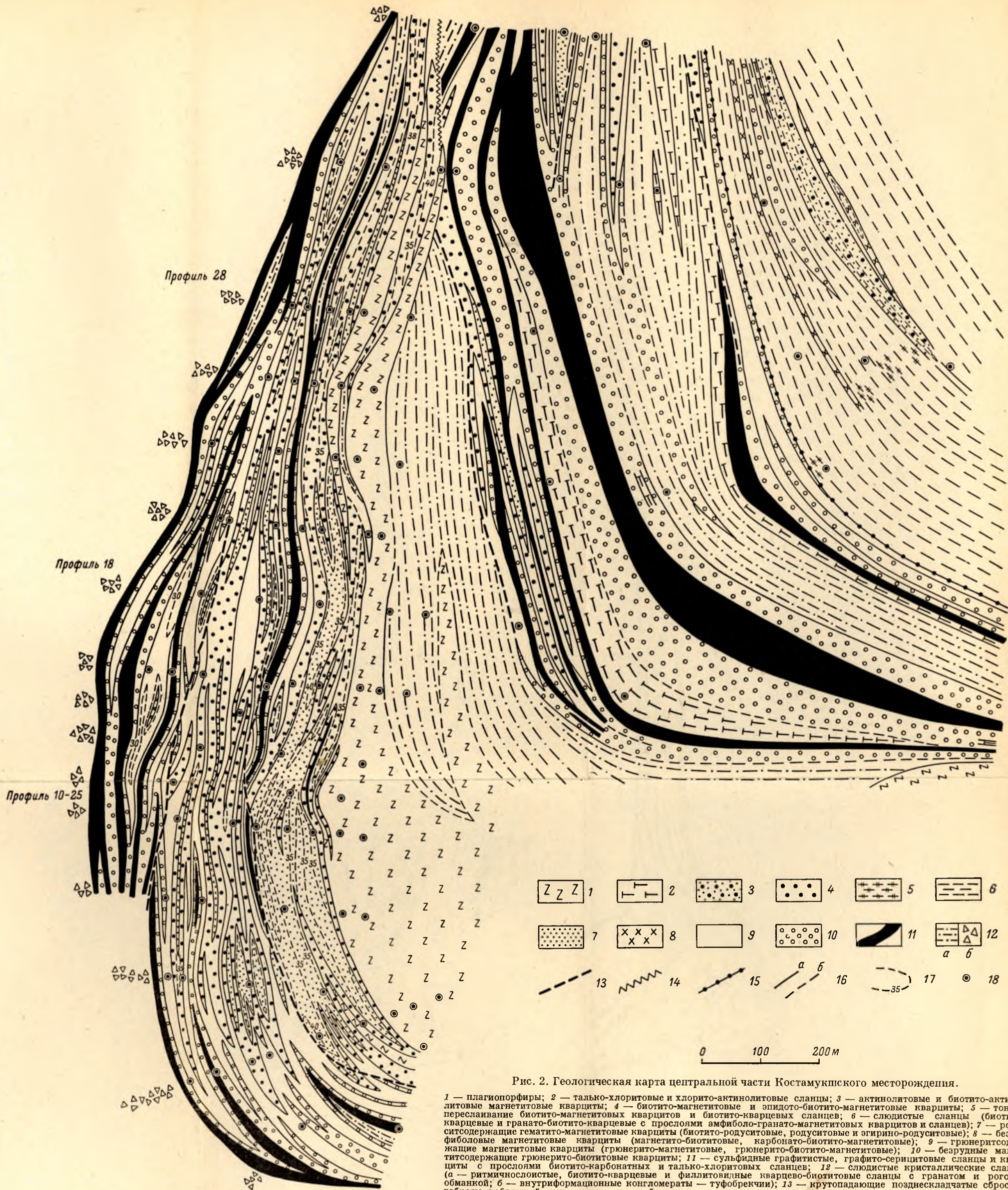


Рис. 2. Геологическая карта центральной части Костамукшского месторождения.

1 — плагипорфиры; 2 — талько-хлоритовые и хлорито-актинолитовые сланцы; 3 — актинолитовые и биотито-актинолитовые магнетитовые кварциты; 4 — биотито-магнетитовые и эпидото-биотито-магнетитовые кварциты; 5 — тонкое переслаивание биотито-магнетитовых кварцитов и биотито-кварцевых сланцев; 6 — слюдястые сланцы (биотито-кварцевые и гранато-биотито-кварцевые с прослоями амфиболо-гранато-магнетитовых кварцитов и сланцев); 7 — родуситосодержащие гематито-магнетитовые кварциты (биотито-родуситовые, родуситовые и эгирино-родуситовые); 8 — безамфиболовые магнетитовые кварциты (магнетито-биотитовые, карбонато-биотито-магнетитовые); 9 — грюнеритсодержащие магнетитовые кварциты (грюнерито-магнетитовые, грюнерито-биотито-магнетитовые); 10 — безрудные магнетитсодержащие грюнерито-биотитовые кварциты; 11 — сульфидные графитистые, графито-серпичитовые сланцы и кварциты с прослоями биотито-карбонатных и талько-хлоритовых сланцев; 12 — слюдястые кристаллические сланцы (а — ритмичнослоистые, биотито-кварцевые и филлитовидные кварцево-биотитовые сланцы с гранатом и роговой обманкой; б — внутриформационные конгломераты — туфобрекчи); 13 — крутопадающие позднекладчатые сбросы и взбросы небольшой амплитуды, частью более ранние нарушения крутонадвигового типа; 14 — раннескладчатая надвиговая зона; 15 — граница пород первой и второй ассоциаций; 16 — установленные (а) и предполагаемые (б) границы пород; 17 — изоплеты содержания Fe₂O₃; 18 — буровые скважины.

Гнейсы насыщены очень большим количеством гранитных жил, что обуславливает общее полосчатое строение пород. Следуя вдоль гнейсовидности, эти жилы несколько сходятся или расходятся и включают в себя переработанные ксенолиты гнейсов. По мере удаления от контактов с вышележащими породами гимольской серии количество гнейсо-гранитного материала увеличивается, и сами гнейсы в небольших выходах могут быть приняты за граниты.

Граниты, секущие гнейсы, огнейсованы параллельно гнейсовидности гнейсов и представлены микроклино-плагиоклазовыми мусковито-биотитовыми и плагиоклазовыми биотитовыми разностями. В первых плагиоклаз (№ 14) содержится в количествах, равных или примерно равных микроклину. Микроклин, образующий крупные порфиробласты с пойкилитовой структурой и мелкие изометричные зерна в гранулированной массе, замещает плагиоклаз и является вторичным минералом. Мусковит развивается по биотиту.

В плагиоклазовых гнейсо-гранитах плагиоклаз представлен олигоклазом (№ 16) и вторичным альбитом (№ 4), составляющими 60—70% площади шлифа. Химические анализы этих пород свидетельствуют, что гнейсо-граниты соответствуют составу гранодиоритов.

Вскрытая мощность пород толщи составляет 100—150 м в северной части района и около 300 м на южном участке месторождения. Таким образом, биотитовые гнейсы представляют реликт весьма мощной толщи.

Гимольская серия. Породы гимольской серии совместно с обрамляющими их гнейсо-гранитными массивами образуют структурную основу района и развиты повсеместно. В юго-западной части района они местами выступают из-под перекрывающих их более молодых основных пород. Железистые кварциты, являющиеся непременной составной частью разреза серии, в юго-восточной и в северной частях района залегают среди слюдисто-кварцевых слоистых кристаллических сланцев, местами превращенных в гнейсы. В юго-западной части района железистые кварциты залегают среди нечеткослоистых амфиболовых или слоистых гранато-амфиболовых сланцев, которые синхронны с терригенными отложениями юго-западной части района. Однако их близость (особенно для преобладающих безгранатовых разностей) к более молодым амфиболитам, частая перемежаемость всех этих пород и недостаточная изученность западной половины района не позволяет провести их площадное расчленение. Поэтому на геологической карте они показаны совместно.

Наибольшим разнообразием пород и их сложным чередованием характеризуется разрез гимольской серии на территории месторождения. В то же время отдельные породы разреза закономерно связаны друг с другом. Эта связь проявляется в том, что геологические переходы и смена одной породы другой осуществляются непрерывно через переслаивание или постепенное изменение, так что гематито-магнетитовые кварциты оказываются связанными полным спектром переходов с несортированными грубообломочными терригенными отложениями, представленными граувакковидными сланцами, микроконгломератами и внутриформационными конгломератами (туфобрекчиями, по В. М. Чернову).

В северной части района состав пород гимольской серии более однообразен. Отчасти это вызвано высоким метаморфизмом, стирающим тонкие различия близких по составу и структуре пород, а частично слабой обнаженностью и избирательной способностью к выветриванию. Так, из-за более высокого метаморфизма отсутствуют столь характерные для месторождения околорудные сульфидоносные графитистые сланцы. Вместо них развиты четкослоистые, иногда с реликтовой ритмичностью гранато-биотито-кварцевые сланцы. Среди них встречаются прослои бескварцевых биотито-роговообманковых сланцев, представляющих аналог талько-

хлоритовых и хлорито-актинолитовых сланцев на территории месторождения. Наоборот, гранат, широко распространенный на месторождении в биотито-кварцевых сланцах, практически не встречается в аналогичных породах северной части района, особенно на участке оз. Корпанги—гора Шурловаара. Область составов, в которых устойчив гранат, значительно суживается и ограничивается породами с повышенной железистостью.

Гнейсовидные и сланцеватые амфиболиты, серпентиниты и пироксениты. Породы этой группы развиты в западной части района, откуда они протягиваются на северо-северо-восток и кончаются в северной части района, будучи приуроченными к центральной части полосы развития пород гимольской серии. Для наиболее распространенных сланцеватых амфиболитов, местами переходящих в гнейсовидные, характерна прерывисто-линзовидная полосчатость, сближающая их с амфиболовыми сланцами западной части района, содержащими линзы магнетитовых кварцитов, и с амфиболовыми сланцами подрудной толщи, развитыми на месторождении. Имеющиеся данные позволяют предполагать, что среди этих пород присутствуют как интрузивные породы, так эффузивы и туфы. Так, например, в амфиболитах были встречены своеобразные текстуры, весьма напоминающие строение деформированных подушечных лав, здесь же среди амфиболитов была обнаружена линза «конгломератов» (Кратц, 1963; рис. 12). В северной части района у оз. Подгорного в ряде обнажений полосчатость выражена резко, и здесь появляются отдельные слои биотито-кварцевого состава. Такие яснополосчатые разности перемежаются с неяснополосчатыми.

Среди амфиболитов в южной части района располагаются небольшие тела метаморфизованных ультраосновных пород. Как правило, макроскопически они сохраняют свой облик, но под микроскопом почти нацело состоят из хлорита и актинолита с небольшими реликтами серпентина. В некоторых случаях они превращены в крупнозернистые актинолититы.

Тесная связь основных пород с породами гимольской серии и общность области их развития представляются не случайными. По-видимому, формирование основных пород происходило в широком смысле одновременно с накоплением осадочных толщ гимольской серии. Это подтверждается также присутствием в основании разреза гимольской серии на территории месторождения амфиболовых сланцев, сливающихся и переходящих в амфиболовые сланцы западной половины района, и наличием среди отложений гимольской серии талько-хлоритовых, хлорито-карбонатно-тальковых и хлорито-актинолитовых сланцев, состав и реликтовые структуры которых говорят о их образовании за счет ультраосновных пород.

Плагипорфиры. В южной части района плагипорфиры образуют узкие, очень протяженные пластообразные дайковые тела, почти согласные с общим простирианием вмещающих пород. Кроме того, в железистых кварцитах и слюдястых сланцах как на территории месторождения, так и в северной части района плагипорфиры образуют ряд жил мощностью от 0.5 до 10 м.

На территории месторождения плагипорфиры образуют очень протяженное тело, следующее общему изогнутому простирианию пород гимольской серии и меняющемуся направлению ранних структур. Вместе с тем плагипорфиры дают апофизы и жилы во вмещающие породы и содержат их ксенолиты, вплоть до крупных включений. Простириание плагипорфиров не совпадает с простирианием пород лежащего и особенно висячего бока (рис. 2), а угол падения их меньше. Они приурочены к резкой границе, разделяющей зоны с несколько различающимся простирианием

пород гимольской серии. По всей вероятности, плагиопорфиры приурочены к крупному нарушению типа крутого надвига, развившемуся в ходе первой складчатости (рис. 4). В контактах плагиопорфиров развивается ороговикование биотито-кварцевых сланцев и метасоматическое изменение железистых кварцитов с привнесом Al, K (в меньшей мере Na) и восстановлением трехвалентного железа. В результате кварциты содержат много полевого шпата, теряют магнетит, вместо которого развивается биотит. В ксенолитах железистых кварцитов развивается ассоциация эпидота с актинолитом вместо щелочного амфибола в неизмененных породах.

Указанные особенности плагиопорфиров иллюстрируются частью детальной карты месторождения и разрезами, построенными по буровым профилям (рис. 2, 3).

Плаггиомикроклиновые огнейсованные граниты. Под этим названием условно описывается ряд разновидностей нижнепротерозойских гранитов, среди которых выделяются биотитовые плагиоклазовые граниты и гранодиориты, двуслюдяные граниты, аплиты, пегматиты. Плаггиомикроклиновые граниты являются наиболее распространенной разновидностью и преобладают в составе крупных массивов среди отложений гимольской серии северной части района. Они широко распространены и среди полей развития гнейсо-гранитов. В то же время граниты отсутствуют среди суперкрупных образований южной части района.

Жилы гранитов обнаруживают тесную связь состава с характером вмещающих пород. В биотито-кварцевых гнейсо-сланцах на участке оз. Корпанги—гора Шурловаара жилы, небольшие тела и апофизы гранитов представлены серыми, среднезернистыми, слабопорфировидными, микроклин-плагиоклазовыми, биотитовыми, с небольшим количеством мусковита гранитами; пегматиты же содержат очень мало слюды (биотита). В железистых кварцитах жилы представлены более равномернозернистыми аплитовидными, розовыми, плаггиомикроклиновыми, почти бесслюдистыми разновидностями. Внешне они почти неотличимы от жил более молодых микроклиновых гранитов, но имеют иные возрастные взаимоотношения со складками первой генерации, участвуют в наложенной складчатости и интенсивно будинированы.

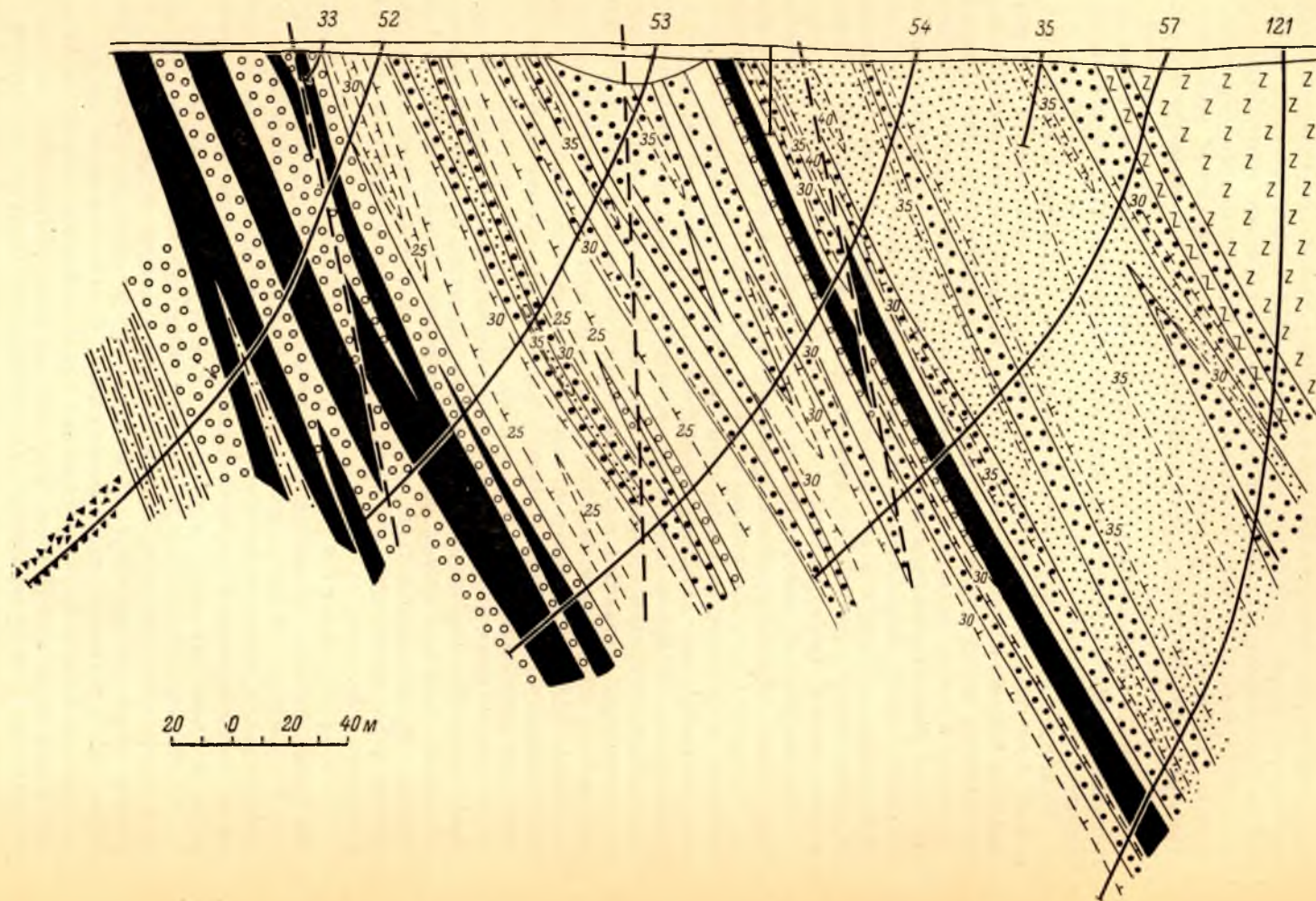
В кварцитовидных серицито-мусковито-кварцевых сланцах гимольской серии северо-западной части района, а также в таких же породах на южном участке месторождения гранитные жилы представлены светло-серыми биотито-мусковитовыми гранитами, а в пегматитах обнаруживаются небольшие гнезда мусковита с пластинками размером 1—3 см в поперечнике.

Габбро-амфиболиты. Более молодые, но весьма сильно метаморфизованные основные интрузивные породы представлены главным образом мелкозернистыми и среднезернистыми габбро-амфиболитами, амфиболовыми габбро и частью мелко- и тонкозернистыми диабазоподобными полевошпатовыми амфиболитами, приуроченными к центральной части района.

К этой же возрастной группе, возможно, относится часть секущих даек основных пород, встреченных на месторождении, в частности, поперечносекущая дайка габбро-амфиболитов на северном участке месторождения. Не исключена также возможность, что этот возраст имеют некоторые жильные тела ультраосновных пород, например, дайки слюдистых метаперидотитов, состоящих из флогопита, серпентинизированного оливина и карбоната, сопровождаемых скаполитом, магнетитом и тальком.

Зеленые сланцы и метадиабазы. В пределах района метадиабазы и зеленые сланцы слагают только отдельные небольшие

Профиль 10+25



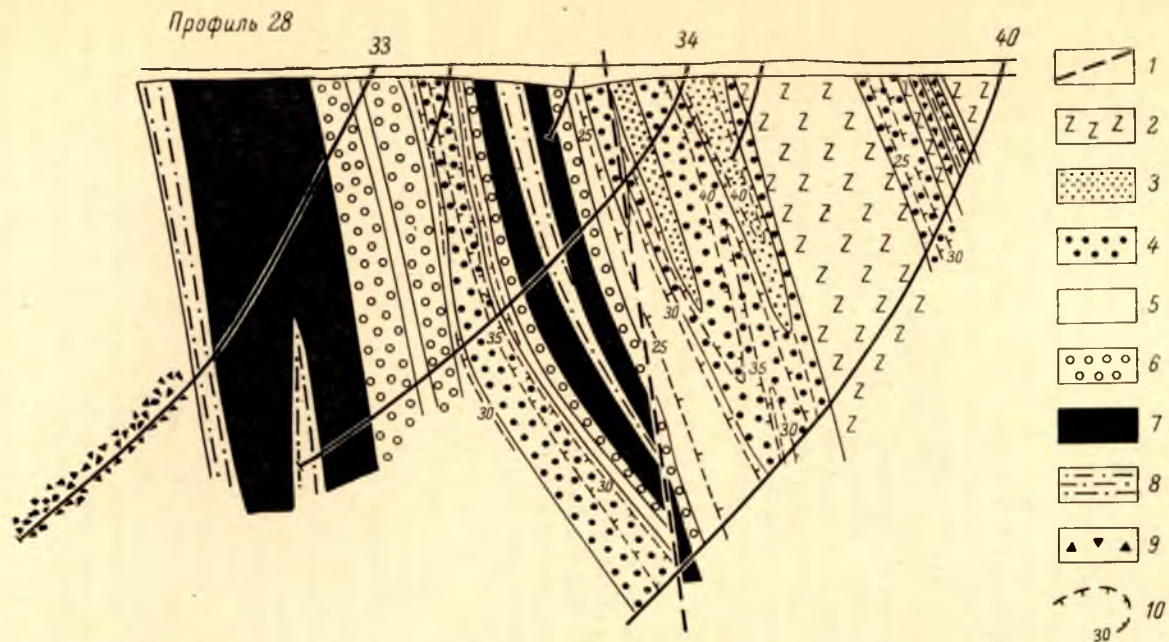


Рис. 3. Разрезы по буровым профилям центрального участка.

1 — сбросы; 2 — плагиопорфиры; 3 — родусито-гематито-магнетитовые кварциты; 4 — безамфиболовые магнетитовые кварциты; 5 — грюнерито-биотито-магнетитовые (рудные) кварциты; 6 — магнетито-грюнерито-биотитовые (безрудные) кварциты; 7 — графитистые и серицито-кварцевые сульфидоносные сланцы и талько-хлоритовые сланцы; 8 — биотито-кварцевые сланцы; 9 — внутриформационные конгломераты; 10 — изоплеты содержания $Fe_{расв}$.

жили. Однако они занимают довольно обширные площади западнее его, где широко развиты пологопадающие метапорфиры, метамандельштейны и присутствуют шаровые лавы, несогласно перекрывающие более древние образования. По условиям залегания и степени метаморфизма они отличаются от ранее охарактеризованных основных пород и весьма близки к основным эффузивам верхов большезерской серии (Кратц, Стенарь, 1960; Чернов, Стенарь, 1960, 1961).

Микроклиновые граниты. Более молодые, лейкократовые розовые и красные, часто пегматоидные, микроклиновые граниты развиты главным образом в северной части района и особенно в ее крайних северных и восточных участках. Они образуют целый ряд небольших тел и жил и сопровождаются пегматитами. Размеры этих тел весьма невелики и не всегда могут быть показаны даже на детальном картах, в то же время количество отдельных жил очень велико, и они как бы пропитывают породы гимольской серии. Тела микроклиновых гранитов и их жилы вытянуты в субмеридиональном, главным образом северо-северо-западном, направлении и обычно имеют ровные четко очерченные крутопадающие контакты. Несмотря на отсутствие крупных массивов, микроклиновые граниты вызывают очень интенсивную фельдшпатизацию вмещающих пород с образованием порфиробластических огнейсованных разностей. Они могут быть названы мигматитообразующими гранитами. Пегматитовые обособления часто имеют неправильную амёбообразную форму, внутри них почти совершенно отсутствуют директивные структуры.

Оливиновые габбро-нориты. Прямолинейная недеформированная дайка оливиновых габбро-норитов севернее оз. Корпанги была прослежена более чем на 1 км (рис. 1). Габбро-нориты представляют собой массивную, звонкую, среднезернистую породу, состоящую из андезин-лабрадора № 45, идиоморфного энстатит-авгита и редких зерен оливина с келифитовыми каймами ромбического пироксена и амфибола и имеющую габбровую структуру.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ ДВИЖЕНИЯ И ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ

Наблюдения, проведенные в разных частях района, показывают, что породы гимольской серии вовлекались в складчатость по крайней мере три раза. Каждая складчатость сопровождалась образованием складок нескольких порядков, разрывных нарушений и вызвала появление в деформируемых породах плоскостных и линейных структурных элементов, накладывающихся на более ранние элементы, искривляя и затушевывая их.

Наиболее распространены и интенсивны движения первых двух фаз складчатости. Созданные в это время тектонические структуры определяют как главные черты, так и детали современного строения района. Однако повсеместное наложение более поздних вторых складок на более ранние структуры первой фазы складчатости приводит к появлению целого ряда специфических особенностей наблюдаемых (комплексных) структур.

Повторная складчатость вызывает искривление осевых плоскостей и осей складок первой генерации и сильно искажает их форму в плане и разрезе. Но и наложенные складки даже при идеальной гармоничности движений, накладываясь на меняющееся залегание пород, приобретают неправильную форму, сильно меняющуюся от места к месту. Оси (шариры) наложенных складок в итоге имеют сильно меняющуюся ориентировку, которая не отвечает ориентировке осей плана движений. Восстановление истинного характера разновозрастных структур требует

поэтому особого анализа полевых данных с учетом геометрии наложения разновозрастных структур и кинематики деформации (Weiss, 1959; Ramsay, 1958, 1960, 1962a, 1962b; Turner and Weiss, 1963). Приводимая ниже характеристика разновозрастных тектонических движений, проявившихся в пределах района, и созданных ими структур основана на результатах структурного анализа, подробно излагаемых в главе III.

Отметим, что в дальнейшем для краткости вместо таких выражений, как «движения второй фазы складчатости», «складки второй генерации», «сланцеватость, созданная в ходе первой складчатости» и т. п., будем постоянно пользоваться терминами «вторые движения», «вторые складки» и «первая сланцеватость» соответственно.

Первые складки. Отличительными и повсеместными особенностями первой складчатости являются:

1. Очень высокая интенсивность и образование изоклинальных складок ряда порядков вплоть до интенсивной микроплойчатости. Складки длиной от первых метров до нескольких сот метров имеют нередко пластинообразную лентовидную форму, еще более усиливаемую наложенной складчатостью.

2. Первые складки имеют в целом меняющееся направление осевых поверхностей и изменчивое направление опрокидывания. На большей территории района они тянутся на северо-северо-восток, но в юго-восточной части района некоторые из них приобретают широтное направление, образуя дугообразно изогнутую структуру Костамукшского месторождения (рис. 4). Этот изгиб направления первых складок выступает как крупная поперечная складка, одновременная с формированием изоклинальных продольных складок и их опрокидыванием.

В северной части района осевые плоскости первых складок опрокинуты на юго-восток, тогда как к югу направление опрокидывания меняется на запад-северо-западное (северный участок месторождения), а затем

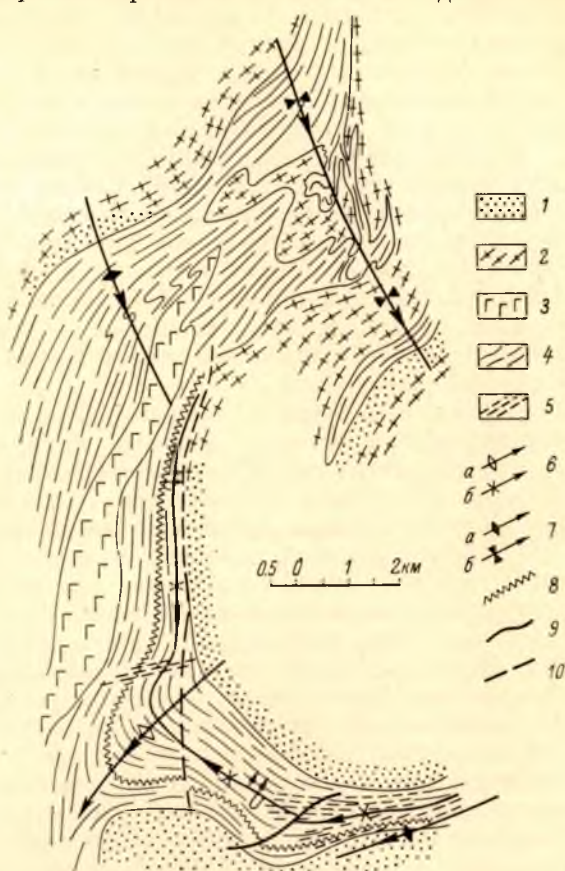


Рис. 4. Структурная схема района.

1 — реликты подгимольских порфиробластических биотитовых гнейсов в гнейсо-гранитных глыбах; 2 — нижнепротерозойские гранитоиды; 3 — габбро-амфиболиты нижнепротерозойского межтектонического интервала; 4 — суперкрупные вулканогенные и вулканогенно-осадочные образования нижнего протерозоя и направления тектонических структур первой фазы складчатости; 5 — распространение и направление тектонических структур второй фазы складчатости на территории месторождения; 6 — главные первые складки (а — антиклинали и б — синклинали); 7 — главные вторые складки (а — антиклинали и б — синклинали); 8—10 — главные разрывные нарушения, связанные с первой (8), второй (9) и третьей (10) фазами движений и складчатости.

на южное (южный участок месторождения). Направление опрокидывания на территории месторождения оказывается, таким образом, закономерно связанным с поперечной складкой.

3. Первая складчатость сопровождалась образованием ярко выраженной плоскостной и линейной ориентации минералов и агрегатов (деформированных галек, будин, кварцевых стержней и скоплений зерен слюды, амфибола и т. п.). Интенсивное развитие минеральной и агрегатной линейности в замках складок иногда приводит к появлению линейного кливажа и стержневидной делимости пород.

4. Минеральная и агрегатная линейность неизменно параллельны осям мелких складок, т. е. принадлежат к типу *В*-линейности. Оси вращения порфиروبласт граната, амфибола, карбоната, альбита также параллельны макроскопической линейности. В то же время линейные структуры имеют крутое погружение, почти совпадающее с падением осевых плоскостей складок, и оказываются почти нормальными осям главных первых складок. Несмотря на меняющееся направление складчатых структур, линейность имеет весьма строго выдержанное северо-восточное погружение.

Первая складчатость сопровождалась образованием тектонических нарушений, из которых наиболее крупным является предполагаемый крутой надвиг на территории месторождения, плоскость которого дугообразно изогнута в соответствии с имеющимся простиранием пород. Вдоль этого надвига произошло внедрение плагиопорфиров.

Наиболее крупной складкой является синклинальная складка первого порядка, соответствующая Костамукшской синклинальной зоне предыдущих исследователей (Чернов, 1959, 1960, 1964). Ось ее имеет северо-восточное направление, однако погружение оси остается неясным. Эта складка сложена нижнепротерозойскими образованиями, главным образом гимольской серии, окаймленными гнейсо-гранитными массивами.

Единственной установленной складкой второго порядка является Костамукшская синклиналь, сложенная отложениями гимольской серии юго-восточной части района и образующая главную складку Костамукшского месторождения. Осевая плоскость этой вполне изоклинальной линейной складки изогнута, и поперечная складка имеет размеры, сопоставимые с размерами Костамукшской синклинали. Костамукшская синклиналь, достигающая ширины до 2 км (по основанию рудной толщи гимольской серии), осложнена рядом более мелких продольных складок. При изучении ритмичной слоистости устанавливаются складки шириной до 50 м (рис. 5), наличие более крупных складок (шириной от 50 до 200 м) ставится под сомнение (Чернов, 1964).

Ось продольной Костамукшской синклинали погружается с востока на запад и с севера на юг по направлению к поперечному изгибу под небольшими углами. Такое положение оси Костамукшской синклинали позволяет предполагать, что и ось синклинальной структуры первого порядка воздымается на север.

Хотя на современном эрозионном срезе вскрыты различные структурные уровни первых складок, тектонический стиль первой складчатости является выдержанным и неизменным.

Вторые складки. Вторые складки повсеместно развиты в северной части района и на южном участке месторождения, однако по направлению к центральной части месторождения следы повторной складчатости постепенно теряются.

В северной части района вторые складки имеют северо-западное направление (СЗ 340°—СВ 5°) с почти вертикальными осевыми плоскостями и под заметным углом пересекают первые складки, которые искривляются с образованием флексуобразных (с меридионального на широт-

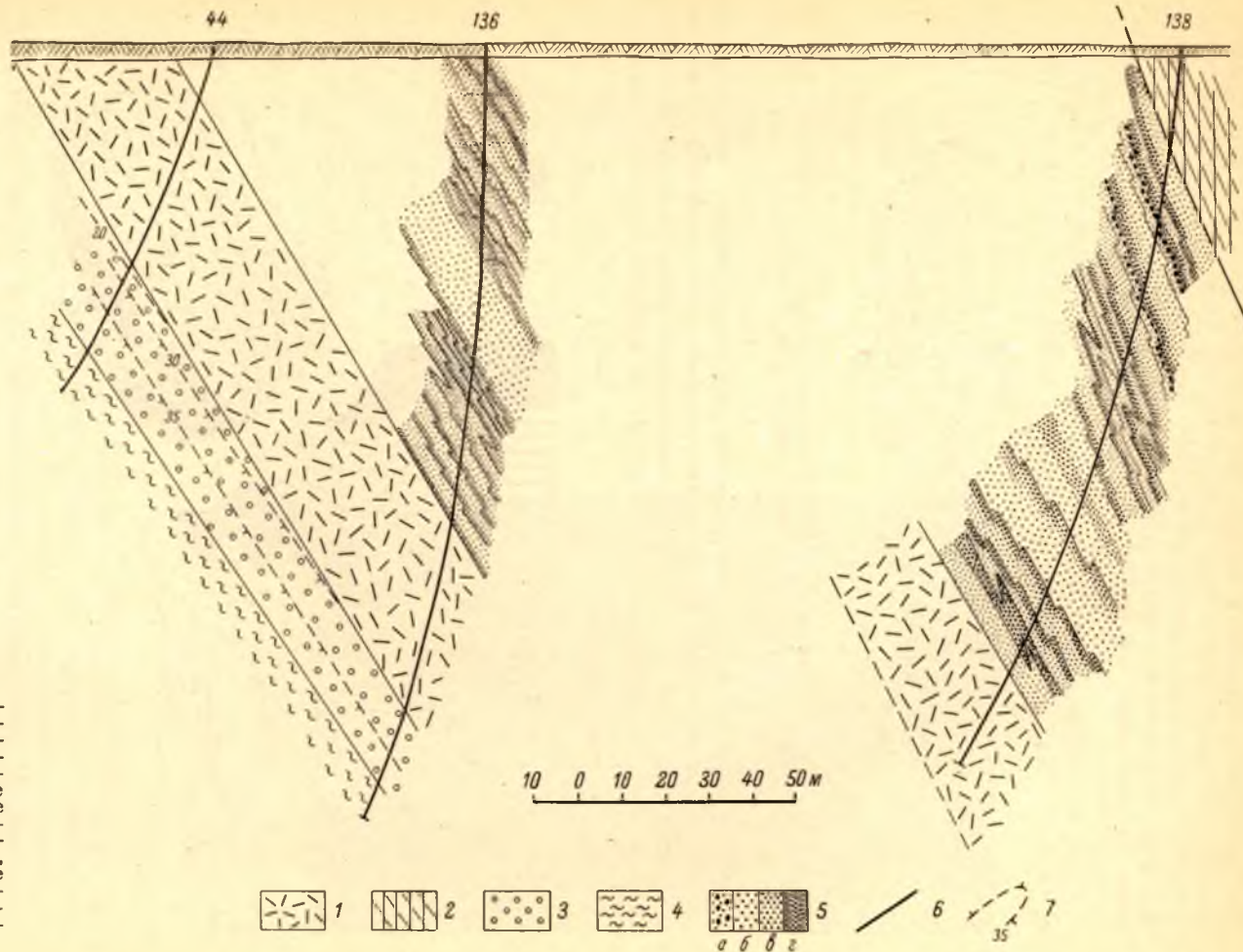


Рис. 5.
Разрез по профилю 18.

1 — плагиопорфиры; 2 — катаклазированные гнейситсодержащие малорудные железистые кварциты; 3 — биотитсодержащие магнетитовые кварциты; 4 — щелочно-амфиболовые магнетитовые кварциты; 5 — ритмично-слоистые биотито-кварцевые сланцы (а — микроконгломераты, б — граувакковые и песчанниковые сланцы, в — четкослоистые аргиллитовые биотито-кварцевые сланцы, г — филлитовидные сланцы); 6 — тектонический контакт; 7 — изоплеты Fe_{2+} .

ное) изгибов простираения нескольких порядков (рис. 18, 20). Флексурные изгибы имеют отчетливо неравные крылья, участки с меридиональным и северо-северо-восточным простираением выступают как длинные крылья флексур. Вся северная часть района оказывается приуроченной к короткому крылу очень крупного флексурообразного изгиба.

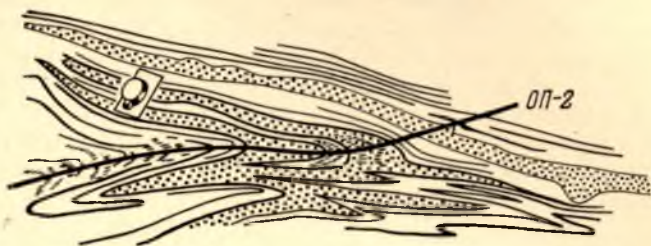


Рис. 6. Повторно смятая ранняя складка в железистых кварцитах южного участка. Вид с севера.

На южном участке месторождения вторые складки имеют общее восток-северо-восточное направление, причем при движении с востока на запад параллельно с ослаблением наложенной складчатости направление вторых складок систематически меняется до широтного или запад-северо-

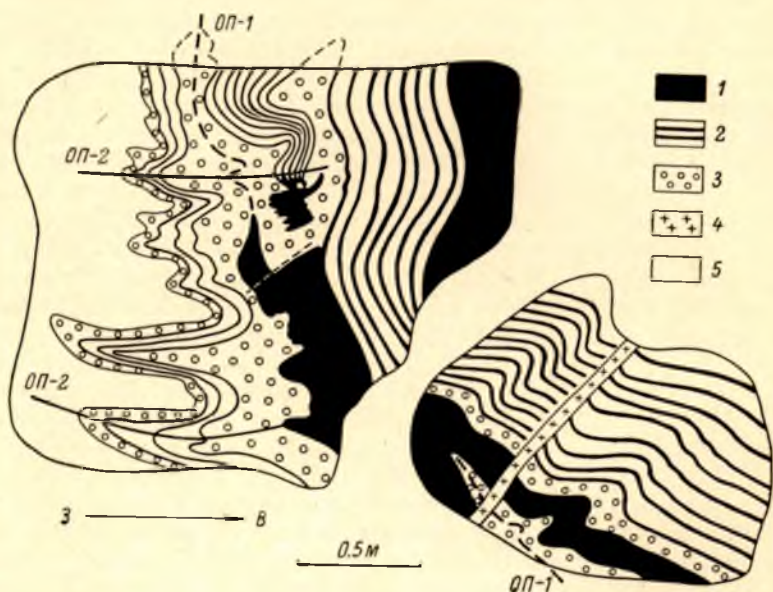


Рис. 7. Две генерации складок. Западная часть южного участка.

1 — богатый железистый кварцит; 2 — бедный железистый кварцит; 3 — амфиболо-гранатовый сланец; 4 — аплит; 5 — биотито-кварцевый сланец.

западного (СЗ $280-290^\circ$), приспособляясь к залеганию слоистости, созданному первой складчатостью. Осевые плоскости вторых складок имеют крутое, как правило, не менее 75° , почти неизменно северо-западное падение. Близость залегания осевых плоскостей вторых складок к залеганию слоистости обуславливает отсутствие заметных искривлений последней.

Вторая складчатость создала складки нескольких порядков. Повсеместно устанавливается, что наиболее сжаты наименьшие из картируемых

складок, шириной от нескольких сантиметров до первых метров (рис. 6—9, 19, 24—26). С увеличением размеров складки становятся все более спокойными, открытыми и асимметричными (рис. 20). Изменение формы вторых складок в северной части района происходит путем относительного укорачивания и разворачивания восточных крыльев антиклиналей, отчего внешние вторые складки приобретают характер флексуриобразных изгибов с растянутым длинным меридиональным крылом. Сжатые, почти изоклиналильные мелкие вторые складки особенно характерны для восточной границы северной части района на участке оз. Корпанги—гора Шурловаара, но и здесь они не являются повсеместными. В юго-восточной части района более короткими и пологопадающими, чаще всего на юг, являются южные крылья антиклиналей. Мелкие вторые складки здесь, как правило, почти изоклиналильные. Анализ данных показывает, что в действительности не только самые мелкие, но и более крупные вторые складки шириной до 200—300 м в их чистом виде должны иметь сжатую, почти изоклиналильную форму и быть более симметричными.

Вторая складчатость вызвала в деформируемых породах образование наложенной сланцеватости и гнейсовидности, параллельной осевым плоскостям вторых складок. Однако она не привела к образованию самостоятельной минеральной и агрегатной линейности. Это обстоятельство позволило уверенно различать оси первых и вторых складок даже при очень небольших углах между ними.

Анализ полевых данных по северной части района приводит к заключению, что флексуриобразные изгибы, обращенные выпуклостью на северо-запад, отвечают перегибам наложенных антиклиналей, а оси выделенных в чистом виде наложенных складок имеют пологое южное погружение. В пределах северной части района устанавливается существование двух главных вторых складок: западной антиклинальной и восточной синклиналильной (рис. 4). В то же время эти складки оказываются расположенными в приамковом восточного крыла более крупной синклиналильной структуры или на окончании западного крыла наложенной антиклинальной структуры, перегиб которой располагается восточнее изученного района.

Данные по южному участку месторождения свидетельствуют о том, что он располагается на северном крыле весьма крупной антиклинальной складки, ось которой полого погружается на запад.

Неравномерное площадное распространение вторых складок и других следов наложенной деформации и широкие вариации тектонического



Рис. 8. Комплексная складчатая структура железистых кварцитов в результате наложения трех генераций складок. Центральная часть южного участка. Вид с запада.

стиля вторых структур тесно связаны с поведением осей складок, выделенных в чистом виде после снятия влияния первоначального залегания

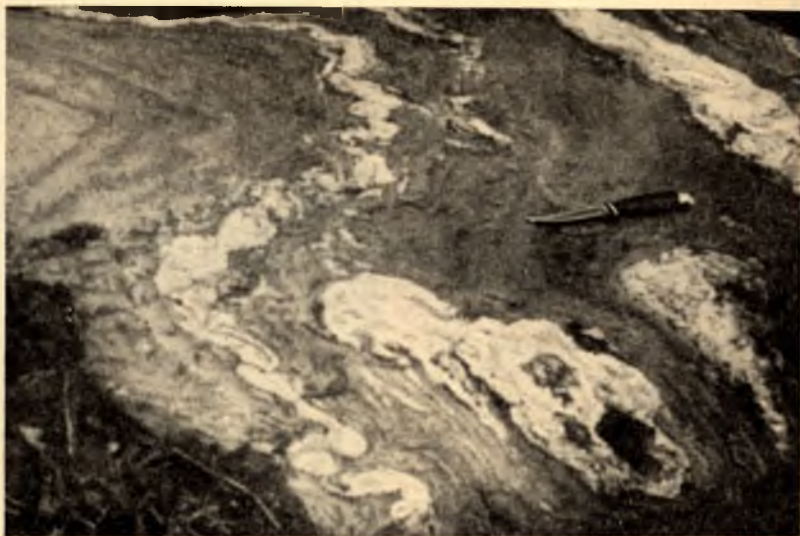


Рис. 9. Деформация гранитных жил в ходе второй складчатости. Северная часть района. Вид с юго-запада.

уже деформированных пород. Общее ослабление следов наложенной складчатости происходит по направлению погружения ее осей, т. е. по мере



Рис. 10. Наложенный кливаж скольжения в ритмичнослоистых сланцах центрального участка. Вид с юга.

перехода на все более высокие структурные уровни складчатости. Наоборот, по направлению воздымания тектонических осей складчатость

становится все более интенсивной: мелкие складки становятся более сжатыми и повсеместными; кливаж замещается сланцеватостью и гнейсовидностью. Наиболее глубокому срезу вторых структур отвечает участок оз. Корпанги—гора Шурловаара.

Вторая складчатость сопровождалась образованием ряда разрывных нарушений. Среди крупных нарушений с движениями второй фазы, возможно, связано формирование северо-восточного крутопадающего сбросо-сдвига на южном участке месторождения.

Третьи складки. Движения третьей фазы проявлялись только на территории месторождения. Наиболее отчетливо они выражены в крыльях меридионального взброса, следующего вдоль восточной границы центрального и северного участков месторождения. Здесь в скважинах и обнажениях обнаруживаются отдельные близко расположенные, меридионально вытянутые зоны развития вертикальнопадающего наложенного кливажа скалывания—скольжения (рис. 10 и 39, а), переходящего в центральной части зон в обычный сланцевый кливаж и сланцеватость. Отдельные зоны рассланцевания имеют мощность от 20 до 200 м.

Развитие кливажа скалывания—скольжения сопровождается образованием мелких складок шириной менее одного метра с переменным залеганием осей. На центральном участке, где почти вертикальный кливаж меридионального направления пересекает под большим углом слои, имеющие северо-западное простирание и крутое северо-восточное падение, оси третьих складок погружаются на северо-восток. При движении к северу залегание пород меняется и на северном участке, где простирание слоистости северо-северо-восточное с моноклинальным падением на юго-восток, оси третьих складок имеют юго-восточное погружение под небольшими и средними углами.

Третьи движения проявлены не только локально, но и крайне неравномерно. Наиболее интенсивны и широко распространены они на северном участке, к югу же по простиранию зон развития кливажа их интенсивность сильно уменьшается. В амфиболовых сланцах подрудной толщи, обнажающихся вдоль южного контакта пород гимольской серии, присутствуют только очень пологие волнообразные изгибы простирания (рис. 11).

Следы третьих движений обнаруживаются и к востоку в пределах южного участка. Сжатые дисгармонические складки, сопровождаемые кливажом осевой плоскости, развиты здесь только на коротких крыльях более крупных флексурных изгибов и в пластах более податливых пород



Рис. 11. Деформированные гранитные бoudины в подрудных амфиболовых сланцах южного крыла Костамукшской синклинали.

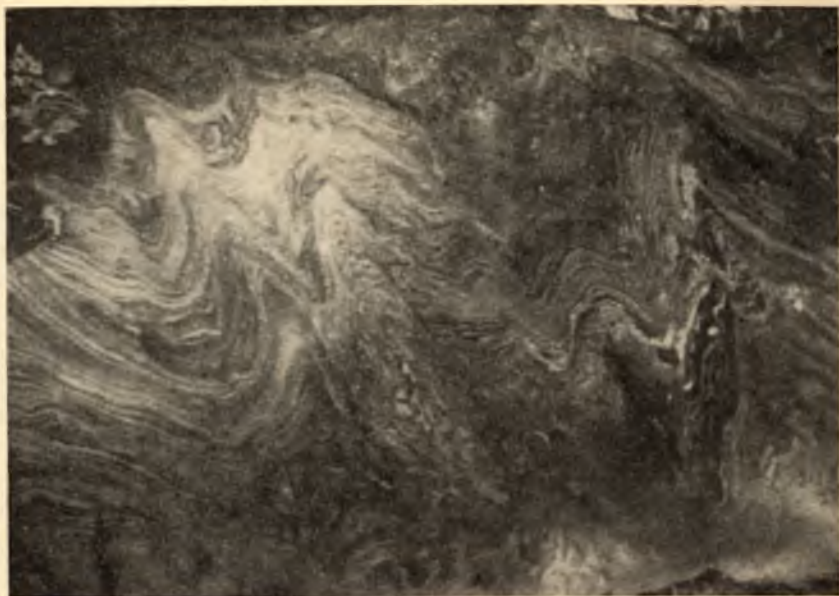


Рис. 12. Складки третьей генерации в биотито-кварцевых сланцах подрудной толщи. Северное крыло Костамукшской синклинали. Вид с юга.

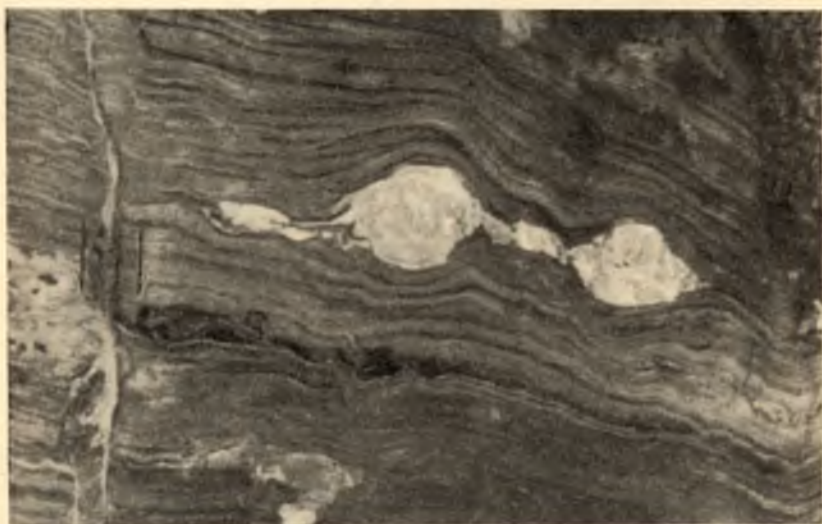


Рис. 13. Будины плагионоклинового гранита в подрудных амфиболовых сланцах южного крыла Костамукшской синклинали.

(рис. 12). Как правило, мелкие третьи складки, деформирующие субширотные складки второй генерации, представлены открытыми формами параллельного типа с широкими перегибами, сопровождаемыми системой кливажных трещин, образованием парного кливажа скалывания и мелких меридиональных сдвигов (рис. 13).

О ВЗАИМООТНОШЕНИИ СКЛАДЧАТОСТИ, МЕТАМОРФИЗМА И МАГМАТИЗМА

Геологические образования и тектонические структуры. Поскольку породы гимольской серии в региональной стратиграфической шкале (Кратц, Нумерова, 1957; Кратц, 1958, 1963) относятся к нижнему, лопскому, отделу нижнего протерозоя, первая складчатость, создавшая в них только складки слоистости, является первой нижнепротерозойской. Параллельно со складчатостью породы серии испытывали прогрессивный региональный метаморфизм. В подстилающих серию биотитовых порфиробластических гнейсах эта складчатость создала складки мигматитовой полосчатости и гнейсовидности. Гнейсы вступали в складчатость уже будучи деформированными и высокометаморфизованными. Следовательно, возраст их складчатости и метаморфизма является скорее всего архейским. Еще более ранним должно быть первоначальное накопление этих пород. Породы, включенные в третью группу стратиграфической последовательности, содержат структурные элементы (сланцеватость, линейность), созданные в ходе первой складчатости. Часть из них, например мелкозернистые сланцеватые полевошпатовые амфиболиты, прорывая амфиболовые полосчатые сланцы, вместе с ними смята в первые складки. Таким образом, эти породы принадлежат к раннескладчатым по отношению к первой фазе складчатости и выступают как аналог офиолитовых формаций последокембрийских геосинклиналей.

Плагипорфиры также содержат структурные элементы первой складчатости, хотя в первые складки не смяты. Они лишь деформированы в ходе вторых движений. В своем площадном распространении они следуют направлению первых структур, особенно разрывных нарушений. Их возраст по отношению к первым движениям может быть определен как син- и позднекинематический.

Такой же возраст имеют гранитоиды преимущественно плагиионоклинового состава, реликтовые, первичномагматические структуры которых, как правило, параллельны ранней сланцеватости, а сами массивы имеют конкордантное строение. Наряду с ранней магматической гнейсовидностью и полосчатостью присутствует наложенная гнейсовидность, параллельная осевым плоскостям вторых складок во вмещающих породах. Имея близкий, а возможно частью и одинаковый возраст с плагипорфирами, гранитоиды пространственно приурочены к антиклинальным структурам нижнего протерозоя или к областям воздымания тектонических осей в синклинальных структурах первой фазы складчатости, т. е. они располагаются на более глубоком уровне первых структур, чем плагипорфиры. Вследствие этого гранитоиды этой группы отсутствуют в центральной части месторождения и концентрируются на участке оз. Корпанги—гора Шурловаара.

Габбро-амфиболиты секут и «съедают» железистые кварциты, смятые в мелкие складки поздних стадий первой складчатости, и не содержат структурных элементов первой фазы движений. Однако они рассечены трещинным кливажом, созданным в ходе вторых движений. Эти породы являются посттектоническими относительно первых и дотектоническими

относительно вторых движений. Интересно отметить, что главное тело габбро-амфиболитов (рис. 1) приурочено к осевой части Костамукшской синклинальной зоны.

Более молодые зеленые сланцы и метадиабазы несогласно прорывают и перекрывают вышеперечисленные образования. Судя по имеющимся отрывочным данным, залегание покровов диабазов пологое, а сланцеватость всюду северо-западная, т. е. соответствующая направлению вторых складок. Будучи развитыми в крайней западной части района, эти породы оказываются приуроченными к наиболее высокому структурному срезу вторых складок.

Тела микроклиновых гранитов, директивные структуры в них и связанные с этими гранитами зоны мигматизации (микроклинизации) более ранних гранитов следуют направлениям второй складчатости. Плоско-параллельная ориентировка микроклина соответствует наложенной (второй) гнейсовидности в более ранних породах. По отношению ко вторым структурам микроклиновые граниты ведут себя так же, как более ранние гранитоиды по отношению к первым структурам. Они концентрируются на участке оз. Корпанги—гора Шурловаара в северо-восточной части района и отсутствуют в пределах большей части месторождения, за исключением его крайней восточной части.

Оливиновые габбро-нориты несомненно моложе вторых и, по-видимому, третьих движений.

Метаморфизм и тектонические структуры. Степень метаморфизма геологических образований района неравномерна. Она находится в тесной связи с уровнем среза тектонических структур. На наиболее высоком структурном уровне первых складок (центральная часть месторождения) степень метаморфизма отвечает верхним ступеням эпидото-амфиболитовой фации. При движении в направлении воздымания первых тектонических осей степень метаморфизма повышается и на наиболее глубоких уровнях первых структур (участок оз. Корпанги—гора Шурловаара) развита мигматизация пород гимольской серии в условиях амфиболитовой фации.

Точно так же, но более широко, варьирует степень метаморфических изменений, сопряженных со второй фазой складчатости. В северной части района она увеличивается с юга на север и с запада на восток.

Таким образом, породы гимольской серии, слагающие центральную часть месторождения и приуроченные к наиболее высокому срезу как первых, так и вторых структур, оказываются наименее метаморфизованными. Напротив, на участке оз. Корпанги—гора Шурловаара, где вскрывается наиболее глубокий срез первых и вторых структур, степень метаморфизма пород гимольской серии наивысшая.

ВЫВОДЫ

1. Все образования района разделяются на две большие группы, сформировавшиеся до и в ходе первых движений и формировавшиеся после их окончания. Поскольку вторая складчатость сопровождается гранитами, возраст ее определяется как верхний нижнепротерозойский.

2. На территории района устанавливается существование реликтов древних, скорее всего архейских, суперкрупных образований и гранитоидов, прорывающих и мигматизирующих эти образования.

3. Локализация разнообразных изверженных пород в определенных частях района обусловлена их приуроченностью к разным структурным уровням разновозрастных складок. В тесной связи с глубиной среза на-

ходится и степень метаморфизма. Характер тектонического строения накладывает тем самым отпечаток на самые различные особенности геологического строения района.

В пределах района выделяются два участка, особенно контрастного строения: центральная часть месторождения и участок оз. Корпанги—гора Шурловаара. Первый из них приурочен к наиболее высокому срезу как первых, так и вторых структур и характеризуется наименьшей степенью метаморфизма и отсутствием гранитов; второй — к наиболее глубокому срезу первых и вторых структур. Степень метаморфизма пород гимольской серии и насыщенность гранитами здесь наибольшая.

Состав и стратиграфия гимольской серии на территории месторождения

В 1959 г. В. М. Черновым разрез гимольской серии был разделен на нижнюю подрудную и верхнюю железорудную толщи. Позднее (Чернов, 1964) в составе железорудной толщи были выделены три свиты: костамукшская (нижняя), межезерская и кадиозерская (верхняя).

Основные подразделения предлагаемой нами схемы следующим образом сопоставляются с подразделениями схемы В. М. Чернова:

1. Из состава серии исключены более древние биотитовые порфиробластические гнейсы и более молодые интрузивные плагиопорфиры.

2. В состав подрудной толщи включены слюдистые сланцы межезерской свиты.

3. Породы, описываемые как нижняя часть разреза железорудной толщи, соответствуют костамукшской свите. К этому же подразделению относятся железистые кварциты нижней части кадиозерской свиты. Вместо целой серии крупных ритмов, начинающихся слюдистыми и (или) графитистыми сланцами и кончающихся железистыми кварцитами, общее строение этих пород представляется как единый ритм, состоящий из двух ритмов более высокого порядка. Граница ритмов проходит внутри железистых кварцитов. Общая эволюция обстановки осадконакопления состоит в смене восстановительных условий окислительными, что находится в соответствии с основным выводом В. М. Чернова (Чернов, 1959).

4. Породы, описываемые «как верхняя часть железорудной толщи», соответствуют верхней (большей) части кадиозерской свиты.

Принятое здесь стратиграфическое расчленение гимольской серии представляется только наиболее вероятным вариантом и требует дальнейшего подтверждения и уточнения. Поэтому термин «свита» ниже не используется.

ПОРУДНАЯ ТОЛЩА

Подрудная толща сложена двумя пачками: амфиболовых сланцев и слюдистых сланцев.

Амфиболовые сланцы. Полосчатые амфиболовые сланцы (рис. 11, 13) непосредственно налегают на биотитовые порфиробластические гнейсы как в северном, так и южном крыле широтной ветви Костамукшской синклинали. В западном крыле меридиональной ветви вниз по разрезу в амфиболовых сланцах сильно увеличивается количество даек и жил амфиболитов и амфиболизированных диабазов, в конечном счете нацело замещающих породы пачки.

Примерно с середины разреза в амфиболовых сланцах южного и западного контакта серии появляются отдельные слои, прослои и пропластки слоистых песчаниковидных биотито-кварцевых сланцев, роль которых вверх по разрезу возрастает. В западном контакте гимольской серии мощность амфиболовых сланцев более 200 м, в южном контакте она составляет 100—150 м.

В отличие от южного контакта амфиболовые сланцы в северном крыле широтной ветви Костамукшской синклинали с самого начала разреза переслаиваются с четкослоистыми серицито-кварцевыми и двуслюдяными песчаниковыми и аркозоподобными сланцами (рис. 12), образующими пласты от 0.5 до 2 м. В верхней половине разреза амфиболовые сланцы переслаиваются с однородными серыми мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами. В этой части месторождения заметно уменьшается мощность амфиболовых сланцев (около 50 м) и их роль в строении пачки, что, несомненно, связано с общим удалением от области развития вулканитов.

С л ю д и с т ы е с л а н ц ы. Слюдистые, в основном биотито-кварцевые сланцы, перекрывающие амфиболовые сланцы, развиты не только в контакте гимольской серии, но и во внутренних частях Костамукшской синклинали, где они слагают ядра дополнительных антиклинальных складок.

Амфиболовые сланцы южного и западного контактов через переслаивание сменяются плохослоистыми, изредка с недоразвитой ритмичностью, мелкозернистыми биотито-кварцевыми сланцами. В последних вверх по разрезу появляются мелкие обломки того же состава, залегающие в несколько более слюдистом цементе, а затем порода переходит в настоящий конгломерат. Обломки в конгломерате сильно деформированы и имеют форму вытянутого трехосного эллипсоида. Однако в сечениях, нормальных к линейности, обломки сохраняют неправильные угловатые очертания и не окатаны. Местами в конгломератах (туфобрекчиях, по В. М. Чернову) наблюдается грубое чередование крупно- и мелкообломочных разностей, встречаются также пропластки сланцев, иногда с ритмичной слоистостью. Вверх по разрезу происходит плавное исчезновение обломков и пачка венчается плохослоистыми или неслоистыми биотито-кварцевыми сланцами, напоминающими слюдистые песчаники, мощностью от долей метра (южный участок) до 10 м (центральный участок). Мощность всей пачки колеблется от 5—10 до 70—80 м соответственно.

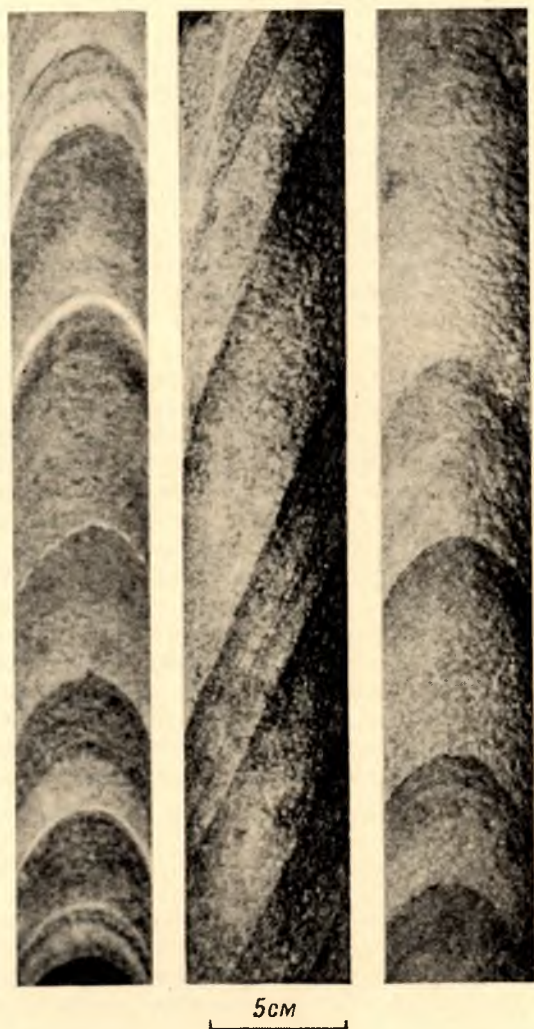


Рис. 14. Ритмичная слоистость в слюдистых сланцах подрудной толщи.

Однако в сечениях, нормальных к линейности, обломки сохраняют неправильные угловатые очертания и не окатаны. Местами в конгломератах (туфобрекчиях, по В. М. Чернову) наблюдается грубое чередование крупно- и мелкообломочных разностей, встречаются также пропластки сланцев, иногда с ритмичной слоистостью. Вверх по разрезу происходит плавное исчезновение обломков и пачка венчается плохослоистыми или неслоистыми биотито-кварцевыми сланцами, напоминающими слюдистые песчаники, мощностью от долей метра (южный участок) до 10 м (центральный участок). Мощность всей пачки колеблется от 5—10 до 70—80 м соответственно.

В мелких антиклиналях, шириной менее 100 м, к западу от плагиопорфиров породы пачки, представленные покровными песчаниковидными сланцами, появляются по мере движения по направлению воздымания оси Костамукшской синклинали к флангам месторождения (рис. 2, 3). Иной облик имеют породы пачки, выступающие в антиклиналях к востоку от плагиопорфиров. На профиле 18 в центральной части месторождения (рис. 5) скважинами вскрыт разрез пород, слагающих антиклинальную складку. Среди слюдистых сланцев выделяются: неслоистые светло-серые граувакковые мелко- и среднезернистые, иногда микроконгломератовые сланцы, часто амфиболизированные (рис. 39, б, в); мелкозернистые серые биотито-кварцевые сланцы с четкой ритмичной слоистостью (ритмы 5—20 см), иногда с небольшим количеством мелких зерен граната; темно-серые, зеленоватые или буроватые тонкозернистые тонкослоистые (слои и ритмы 0.5—2 см) (хлорито)-гранато-кварцево-биотитовые филлитовидные сланцы. Эти различия сложно переслаиваются друг с другом, образуя ритмы нескольких порядков. Элементарные ритмы мощностью 5—10 см (рис. 14) группируются в ритмично построенные пропластки, пласты и пачки (рис. 5).

Таким образом, породы пачки испытывают отчетливые фациальные изменения в направлении с юго-запада на северо-восток: грубообломочные маломощные конгломератовые образования сменяются мелкообломочными граувакковыми и песчаниковыми отложениями; происходит общее увеличение мощности пород пачки и четкослоистые, ритмичные песчано-глинистые породы становятся преобладающими. Все это свидетельствует о начавшейся дифференциации тектонического режима и формировании внутреннего поднятия в области нижнепротерозойского осадконакопления. По-видимому, уже к этому времени следует относить начало движений первой складчатости. Однако повсеместно разрез пачки слюдистых сланцев венчается пластом однородных песчаниковидных и кварцитовидных сланцев мощностью 2—5 м, что указывает на стабилизацию тектонических и выравнивание фациальных условий осадконакопления, в которых и происходило отложение значительной части пород верхней железорудной толщи и преобладающей части промышленных запасов железистых кварцитов.

НИЖНЯЯ ЧАСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ТОЛЩИ

Общей особенностью пород нижней части разреза железорудной толщи является пространственная выдержанность и весьма ограниченная фациальная изменчивость вкrest простираний. Для нее особенно характерны графитистые сульфидоносные сланцы и сменяющие их железистые кварциты.

Графитистые сланцы. Нечеткослоистыми и слоистыми мелкозернистыми песчаниковидными и кварцитовидными сланцами венчается разрез подрудной толщи. Далее в кварцитовидных сланцах появляются отдельные слои, обогащенные серицитом, мощностью 1—2 см. Их количество быстро нарастает, и параллельно с этим они обогащаются графитом, что приводит к появлению тонкослоистых графито-серицитовых кварцитов, а дальнейшее обогащение графитом — темно-серых графитистых кварцитов и сланцев вплоть до тонкослоистых черных графитовых сланцев. Начиная с графито-серицитовых кварцитов все породы содержат обильную вкрапленность пирита и пирротина (S до 7%, обычно более 2% при 10—12% Fe). Местами сланцы сильно раздроблены и сульфиды концентрируются в виде цементирующих прожилков. Такое сульфидное оруденение сопровождается метасоматическим замещением сланцев вплоть до локального образования сплошной сульфидной руды.

К верхним частям пачки графитистых сланцев приурочены маломощные пропластки, обычно около 1 м, пятнистых биотито-карбонатных, а также сульфидоносных сланцев и пласты талько-хлоритовых и хлорито-карбонатно-тальковых сланцев, мощность которых варьирует от 1—2 м до 20—40 м. Эти сланцы нередко окаймлены биотито-карбонатными. Общая мощность пород пачки графитистых сланцев (без талько-хлоритовых сланцев) составляет около 20 м.

Железистые кварциты. Вверх по разрезу графитистые сланцы сменяются мощной пачкой железистых кварцитов, представленных большим разнообразием литологических и минералогических разностей. По содержанию железа железистые кварциты подразделяются на безрудные (менее 20% $Fe_{раств}$, больше 0.5% S), малорудные (20—28% $Fe_{раств}$, 0.2—0.5% S) и рудные (30—47% $Fe_{раств}$, меньше 0.2% S). В отдельных пробах содержание железа достигает 55%. Эти основные разности отличаются друг от друга также по текстурным особенностям, содержанию других элементов и минералогическому составу. Непосредственно на графитистых сланцах залегают безрудные кварциты, вверх по разрезу переходящие в богатые рудные разности.

Безрудным кварцитам свойственна грубая и резкая слоистость из белых кварцевых и темно-зеленых биотитовых слоев мощностью от 3 до 40 см (рис. 15). Магнетит образует в кварцевых слоях тонкие пластинки послойно распределенных зерен, обуславливая их четкую внутреннюю микрослоистость. В биотитовых слоях он развит в виде крупных рассеянных октаэдров или образует тонкую пылевидную вкрапленность, а при переходе к малорудным кварцитам появляются тонкие в 2—3 мм кварцево-магнетитовые слои. Этот переход сопровождается уменьшением мощности биотитовых и белых кварцевых слоев до 0.5—1 см, и в малорудных кварцитах уже постоянно присутствуют кварцево-магнетитовые слои. Дальнейшее обогащение кварцитов железом сопровождается уменьшением мощности биотитовых слоев до 0.2—0.5 см, увеличением роли и мощности кварцевых и кварцево-магнетитовых слоев до 1—2 см. Такой характер слоистости свойствен рудным кварцитам с 28—32% $Fe_{раств}$. При дальнейшем обогащении силикатные слои исчезают, присутствующие в породе силикаты в своем распределении подчиняются только метаморфическим и синектоническим текстурам: сланцеватости, трещинкам скола, линейности; или же беспорядочно рассеяны в породе безразлично к слоистости и сланцеватости. В целом при переходе от безрудных кварцитов к рудным меняется соотношение между силикатным и рудным железом от $Fe_{сид}/Fe_{рад}=0.6—0.7$ до $Fe_{сид}/Fe_{рад}=0.02$. Интересно, что количество $Fe_{сид}$ остается неизменным, несмотря на различие минералогического состава рудных кварцитов.

Обогащение железом сопровождается также увеличением мощности кварцевых и кварцево-магнетитовых слоев в среднем до 2—5 см и сближением их состава за счет перехода кварцевых слоев в магнетито-кварцевые и магнетито-гематито-кварцевые (рис. 16). Для последних обычно свойственна внутренняя очень тонкая, нередко различимая лишь под микроскопом микрослоистость (рис. 39, д, е). В целом микрослоистые рудно-кварцевые слои являются наиболее тонкозернистыми с размером зерен кварца часто менее 0.01 мм.

В минералогическом отношении железистые кварциты отчетливо разделяются на грюнеритсодержащие, безамфиболовые и щелочно-амфиболовые, которые изредка содержат эгирин. Большинство грюнеритсодержащих, безамфиболовых и непосредственно к ним примыкающие щелочно-амфиболовые кварциты содержат зеленый биотит в сильно меняющихся количествах. На центральном участке грюнерит содержат только кварциты, где $Fe_{раств}$ меньше 30%, а на южном участке — меньше 25—27%, т. е. безрудные, малорудные и наиболее бедные рудные кварциты, образующие

нижние члены рассматриваемой толщи. Кварциты, в которых $Fe_{\text{раств}} = 30-34\%$, иногда до 37% , являются безамфиболовыми и содержат зеленый и буро-зеленый биотит. Щелочно-амфиболовые кварциты в целом являются рудными и наиболее богатыми (рис. 2, 3, 42). Для них характерно присутствие гематита в микрослоистых тонкозернистых (шертовых) рудно-кварцевых слоях.

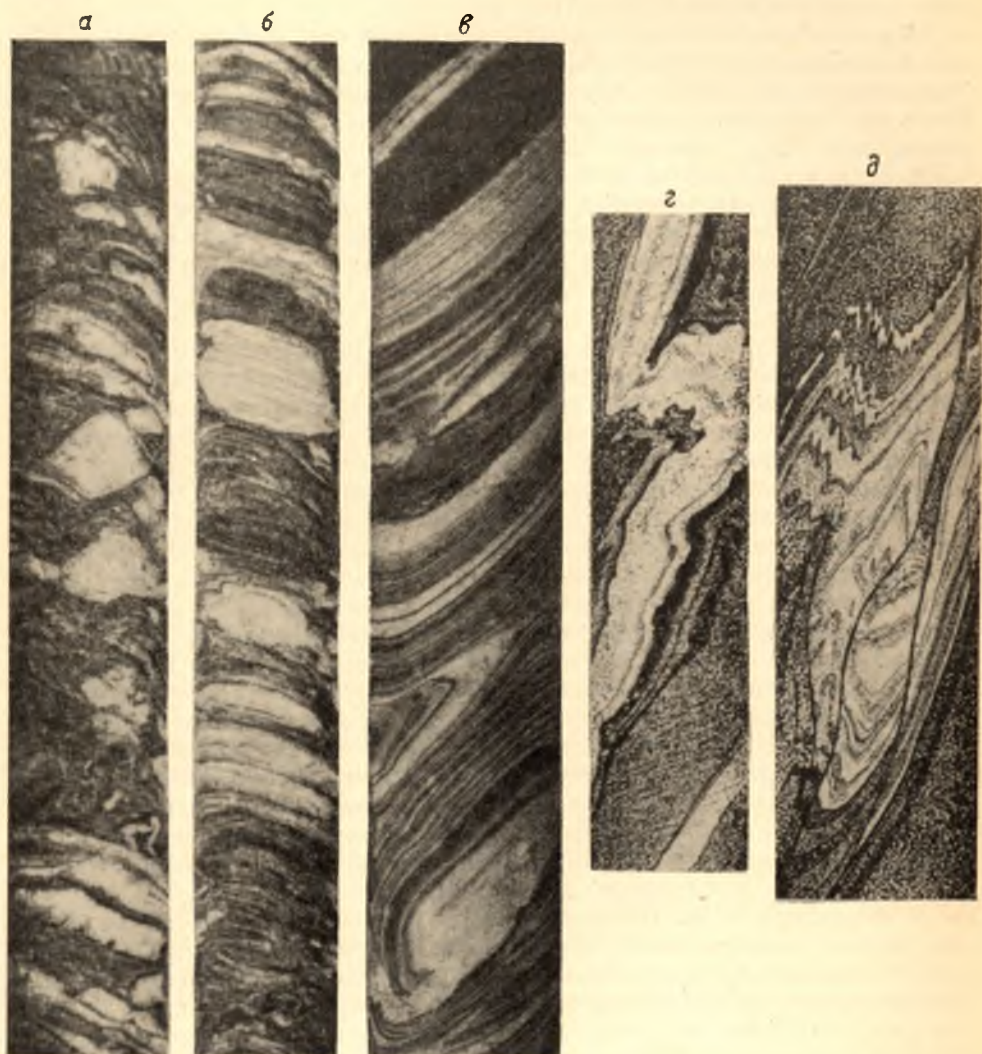


Рис. 15. Деформация слоистости в породах железорудной толщи.

а—б — безрудные грюнерито-биотитовые кварциты первой ассоциации; в—г — безрудные гранато-амфиболо-биотитовые кварциты второй ассоциации; д — графитистый кварцит.

Безрудные кварциты имеют наивысшие содержания Al, Ca, Mg, щелочей (причем во всех железистых кварцитах $K/Na \approx 2$), в дальнейшем плавно снижающиеся так, что наиболее богатые кварциты содержат менее процента или следы Al, Ca и щелочей (рис. 17, табл. 9). В то же время вверх по разрезу растет Fe'' и Fe''' , хотя начиная примерно с $20\% Fe_{\text{раств}}$ содержание Fe'' не меняется и даже несколько падает (табл. 8, рис. 42), тогда как Fe''' продолжает расти. Таким образом, обогащение железом в рудных

кварцитах происходит исключительно за счет роста Fe_2O_3 . На определенной стадии обогащения Fe_2O_3 фиксируется в виде свободного гематита. Этим, обусловлено систематическое обеднение серой вверх по разрезу (рис. 44).

В стратиграфической последовательности железистых кварцитов выделяются два крупных осадочных ритма, вместе образующих единый ряд закономерно сменяющихся друг друга пород. Наиболее полная последовательность устанавливается в железистых кварцитах, развитых к западу и к югу от плагиопорфиров. Нижний ритм начинается безрудными грюнерито-биотитовыми кварцитами мощностью 2—5 м, плавно переходящими в малорудные грюнерито-магнетито-биотитовые, затем грюнерито-биотито-магнетитовые (наиболее распространенные) и, наконец, биотито-грюнерито-магнетитовые кварциты, где $\text{Fe}_{\text{раств}} = 26—28\%$, и биотитовые слои практически исчезают. Мощность этих пород составляет 25 м. Ритм заканчивается рудными грюнеритсодержащими, иногда без биотита, магнетитовыми кварцитами мощностью от 2 до 6 м с содержанием $\text{Fe}_{\text{раств}} = 28—32\%$.

Верхний ритм начинается бедными, почти безрудными магнетито-биотитовыми грубослоистыми кварцитами мощностью 0.5—1.5 м с содержанием $\text{Fe}_{\text{раств}} = 20—23\%$. Иногда в них, около подстилающих грюнеритсодержащих рудных кварцитов, присутствуют порфиروбласти неориентированного грюнерита. Вверх по разрезу магнетито-биотитовые кварциты переходят в тонкослоистые биотито-магнетитовые, где еще сохраняются биотитовые слои мощностью 3—5 мм и содержание $\text{Fe}_{\text{раств}}$ не превышает 30—32%. Биотито-магнетитовые кварциты сменяются нечеткослоистыми биотитсодержащими магнетитовыми кварцитами. Мощность биотито-магнетитовых и сменяющих их более богатых биотитсодержащих магнетитовых кварцитов около 40 м, причем последние составляют несколько больше половины. Безамфиболовые кварциты плавно, через промежуточные биотито-щелочно-амфиболовые разности (2—3 м) сменяются щелочно-амфиболовыми гематито-магнетитовыми кварцитами мощностью не менее 50 м.

Такой же общий характер стратиграфической последовательности свойствен и железистым кварцитам, образующим вторую рудную полосу к востоку и северу от плагиопорфиров. Здесь, однако, заметно снижается общая мощность железистых кварцитов и особенно сильно редуцирована верхняя наиболее богатая часть разреза. Практически отсутствуют разности с $\text{Fe}_{\text{раств}}$ больше 35%, и поэтому щелочно-амфиболовые кварциты развиты только локально. Таким образом, намечается определенная фациальная изменчивость разреза вкрест простираения с выклиниванием железистых кварцитов и исчезновением в первую очередь богатых гематитом разностей.

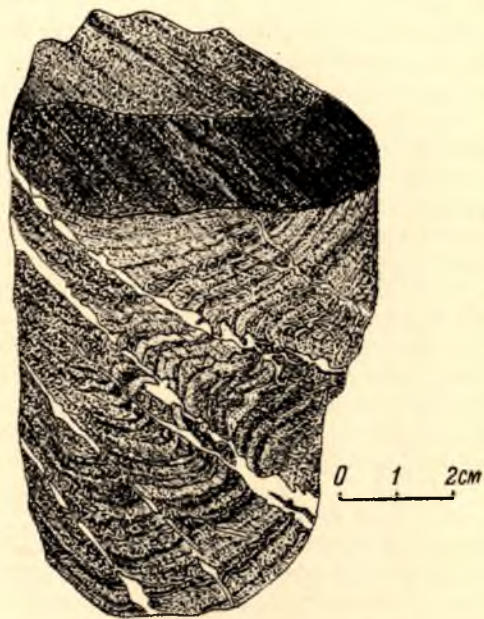


Рис. 16. Карбонато-кварцевые прожилки в гематито-магнетитовом щелочно-амфиболовом кварците. Линейность, параллельная пересечению слоистости и сланцеватости, подчеркиваемой прожилками, видна на переднем плане на верхней поверхности образца.

В то же время отдельные пласты оказываются очень выдержанными по своим характеристикам вдоль протяжения.

Большая мощность железистых кварцитов (до 130 м) при высокой однородности строения и преобладании пород, состав которых практически определяется только Fe, Si и O, свидетельствует о высокой интенсивности и чистоте процесса накопления железа, что нельзя объяснить с позиций значительного переноса и терригенного источника. Уменьшение мощ-

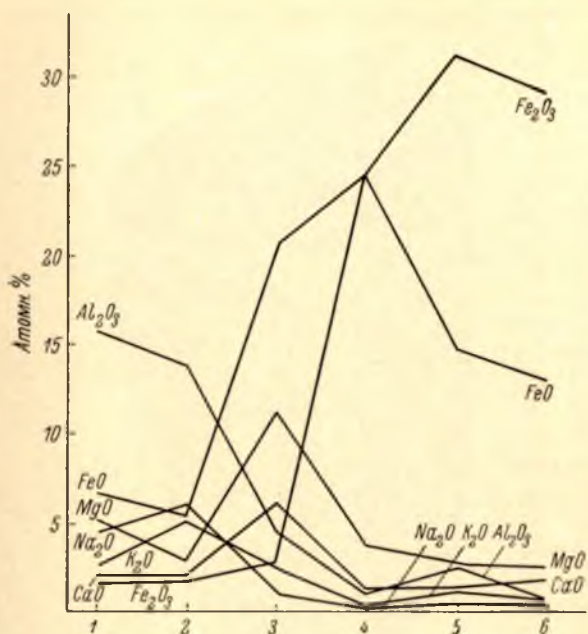


Рис. 17. Диаграмма распределения главных элементов в стратиграфическом разрезе нижней части гималайской серии в центральной части месторождения.

1 — биотито-кварцевые сланцы; 2 — графитистые сульфидоносные сланцы; 3 — безрудные магнетитсодержащие грюнерито-биотитовые кварциты; 4 — грюнерито-магнетитовые кварциты; 5 — безамфиболовые, биотито-магнетитовые кварциты; 6 — родусито-гематито-магнетитовые кварциты.

статочной спокойной обстановке с закономерным изменением условий осадконакопления от восстановительных к окислительным.

Четкая приуроченность метаморфических магнезиально-железистых силикатов к породам определенного стратиграфического положения и различных по текстурным и химическим особенностям, унаследованным от первоначального осадка, свидетельствует о решающем влиянии первоначального состава на ход метаморфических реакций. В связи с этим границы развития отдельных силикатов параллельны слоистости пород и изоплетам содержания $Fe_{\text{расств}}$ (рис. 2, 3).

ВЕРХНЯЯ ЧАСТЬ ЖЕЛЕЗОРУДНОЙ ТОЛЩИ

Слюдистые сланцы верхней части разреза толщи с резким контактом налегают на железистые кварциты. Характер этого контакта, прослеженного на большом расстоянии, а местами пересеченного более чем одной скважиной профиля, указывает на наличие тектонических нарушений, вследствие чего на разных профилях в контакте находятся разные как подсти-

ности и выклинивание железистых кварцитов на северо-восток указывает на удаление от источника железа, который, следовательно, располагается внутри нижнепротерозойской синклинальной зоны, в области развития вулканических пород.

Наиболее мощное развитие железистых кварцитов связано с мелководными конгломератовыми отложениями. В то же время при формировании нижней части разреза железорудной толщи очень четко проявился процесс осадочной химической дифференциации. Снизу вверх по разрезу устанавливается следующий ряд предпочтительного отложения отдельных элементов: $Al \rightarrow Na, K, S \rightarrow Ca \rightarrow Mg \rightarrow Fe'' \rightarrow Fe'''$ (рис. 17). В целом отложение железистых кварцитов происходило в условиях нарастающего накопления железа и в до-

лающие, так и перекрывающие породы (рис. 2). В некоторых случаях ритмичная слоистость в слюдистых сланцах имеет направление роста ритмов в сторону подстилающих пород.

Для пород верхней части разреза толщи в отличие от нижней свойственна очень сильная изменчивость с полным их исчезновением уже на небольшом протяжении вдоль простирания. Вследствие этого, а также ввиду большой разреженности разведочной сети в настоящее время можно дать лишь общую характеристику литологических особенностей пород и строения разреза.

Терригенные ритмичнослоистые сланцы являются преобладающими породами в этой части железорудной толщи, тогда как железистые кварциты имеют подчиненное значение и венчают разрез серии, образуя единую, крайне не выдержанную по мощности и строению полосу, приуроченную к ядру Костамукшской синклинали. Вместе с тем большое количество маломощных невыдержанных и обычно бедных железом пластов железистых пород включено среди терригенных слюдистых сланцев. Эти породы во многих отношениях отличаются как от подстилающих железистых кварцитов, так и от железистых кварцитов, венчающих разрез серии. При описании скважин они получили название «полурудных» кварцитов.

В тех немногих местах, где контакт не нарушен, биотито-кварцевые сланцы, перекрывающие железистые кварциты нижней части разреза, содержат отдельные пропластки грюнерито-биотито-магнетитовых кварцитов и сами несут слои магнетито-кварцевого состава. Такое чередование биотито-кварцевых и кварцево-магнетитовых слоев прослеживается на 5—10 м и затем исчезает. В этой приконтактной зоне сланцы также заметно обогащены вкрапленностью сульфидов.

Для остальной части слюдистых сланцев свойственно общее ритмичное строение с мощностью ритмичных пачек от 5 до 30 м. Ритмичные пачки в свою очередь осложнены более мелкими ритмами шириной вплоть до 5—10 см. Однако как в химическом и минералогическом отношении, так и по строению индивидуальных ритмов ритмичнослоистые сланцы верхов разреза железорудной толщи резко отличаются от терригенных сланцев верхов подрудной толщи. Наиболее существенные отличия следующие:

1. Отсутствуют граувакковые и микроконгломератовые разности.
2. Слюдистые сланцы обогащены железом и магнием по сравнению со сланцами подрудной толщи. Это обуславливает широкое развитие гранатосодержащих разностей. Кварцево-биотито-гранатовые и биотито-амфиболо-гранатовые сланцы, переходящие в мономинеральные гранатиты, постоянно присутствуют в разрезе, тогда как в сланцах подрудной толщи только филлитовидные разности содержат развитую вкрапленность граната, обычно в виде мелких зерен. Местами, обычно в ассоциации с гранатом — альмандином, присутствует коричневый ставролит.
3. Полурудные кварциты входят в состав ритмичнослоистых пачек, образуя в них верхний член. Эти породы внешне напоминают безрудные грюнерито-биотитовые кварциты основания железорудной толщи, но отличаются от них еще большей гетерогенностью строения из чередующихся грюнерито-(куммингтонито)-гранатовых, грюнерито-роговообманково-гранатовых, гранато-амфиболо-биотитовых, кварцевых и магнетито-кварцевых слоев. Последние обычно образуют единые «пакеты» мощностью до 1 м и в пределах такого пакета представляют собой настоящий и довольно богатый железистый кварцит. Но часто кварцевые и рудные слои прорастают крупными до 1 см овальными зернами граната.
4. Сланцы обычно из-за послойной концентрации граната, наличия биотито-амфиболовых слоев характеризуются более резкой и грубой полосчатостью (рис. 15, 3, 4).

Преобладающие среди терригенных пород гранато-биотито-кварцевые сланцы содержат также быстро выклинивающиеся по простирацию и, вероятно, по падению линзы бедных железистых кварцитов, которые по содержанию $Fe_{\text{раств}}$ относятся к безрудным и реже малорудным (до 25% $Fe_{\text{раств}}$) разностям. По своему характеру эти кварциты идентичны с малорудными кварцитами первой ассоциации, однако переход от сланцев к кварцитам резко отличается.

При приближении к железистым кварцитам в сланцах возрастает количество граната, появляются и становятся распространенными пропластки биотито-амфиболовых сланцев, содержащих белые кварцевые слои и очень похожие на пропластки безрудных, но лишенных магнетита кварцитов. Сланцы становятся более слюистыми, филлитовидными. Обычно в 2—3 м от контакта филлитовидные сланцы несколько обогащаются сульфидами и напоминают графитистые сланцы. В контактовой зоне наряду с биотито-амфиболовыми прослоями появляются также слои кварцево-магнетитового состава, чередующиеся со слоями слюистого кварцево-биотитового сланца. Обычно переслаивание рудных слоев со сланцевыми, кварцево-биотитовыми приурочено к зоне непосредственного контакта шириной не более 1.5 м, иногда эта зона значительно больше, скорее всего из-за мелкой складчатости. Далее сланцевые слои постепенно исчезают и идут чистые железистые кварциты. Но в маломощных линзах отдельные сланцевые слои изредка включены среди железистых кварцитов. Интересно отметить, что при переслаивании железистых кварцитов со сланцами в них не развивается грюнерит. Вместо него присутствуют биотит и эпидот. Только с исчезновением сланцевых прослоев в малорудных железистых кварцитах появляется грюнерит-куммингтонит.

Такая же общая смена пород характеризует переход к венчающим разрез серии железистым кварцитам. Однако здесь местами взаимное переслаивание железистых кварцитов и кварцево-биотитовых сланцев особенно мощное, и оно захватывает также руды, содержащие более 30% $Fe_{\text{раств}}$. В этих условиях грюнерит в составе железистых кварцитов совершенно отсутствует. По мере обогащения кварцитов магнетитом в них исчезает эпидот, верхняя граница существования которого проходит по изоплете 30—32% $Fe_{\text{раств}}$. Вместо него появляется железистый актинолит, который в богатых разностях (более 35% $Fe_{\text{раств}}$) остается единственным силикатом. Актинолит сохраняется и в наиболее богатых железистых кварцитах, содержащих более 45% $Fe_{\text{раств}}$.

Не менее своеобразно и поведение железистых кварцитов в плане. Железистые кварциты, венчающие разрез серии, в целом образуют горизонт богатых руд, в котором рудные кварциты (более 30% $Fe_{\text{раств}}$) преобладают над малорудными. Этот горизонт тянется по всей территории месторождения, однако мощность его крайне невыдержанна и строение резко меняется от профиля к профилю. Если на одном профиле картируется единая полоса железистых кварцитов шириной до 50 м, то на следующем профиле (через 150—300 м) она может совершенно исчезнуть, замещаясь широкой зоной переслаивания слюистых сланцев с железистыми кварцитами, с преобладанием первых, затем она вновь появляется и т. д. Точно так же ведут себя более мелкие включения железистых кварцитов в нижележащих сланцах, которые по простирацию расщепляются на несколько постепенно исчезающих пластов.

Таким образом, особенности залегания и распространения отдельных типов пород верхней части разреза железорудной толщи свидетельствуют о весьма невыдержанной фациальной обстановке осадконакопления, приводящей к одновременному появлению в разных местах неодинаковых типов пород. Общая закономерность развития по-прежнему характеризуется сменой алюмосиликатных пород железисто-кремнистыми, однако

неустойчивость режима осадконакопления приводит к тому, что эта закономерность затушевывается, усложняется и выступает не более как общая тенденция. Неустойчивость режима осадконакопления приводит также к отсутствию столь ярко и четко дифференцированных по своему химизму последовательно отлагающихся осадков, как это имеет место в породах первой ассоциации, и появлению многих «смешанных» особенностей. В частности, терригенные сланцы отличаются повышенной железистостью, а железистые породы (полурудные кварциты) входят в состав небольших осадочных ритмов. Наоборот, малорудные и особенно рудные кварциты в сравнении с кварцитами первой ассоциации, несмотря на одинаковое содержание железа, преобладание в богатых разностях окисного железа над закисным и наличие гематита, имеют повышенные содержания алюминия, щелочей, кальция и магния. Повышенная железистость терригенных пород второй ассоциации свидетельствует, что железо по-прежнему поступало в бассейн осадконакопления. Однако в это время происходит параллельное накопление терригенного материала, что может быть интерпретировано как указание на интенсивное формирование областей сноса вследствие начала тектонических движений.

ВЫВОДЫ

Из краткой характеристики стратиграфии и состава пород гимольской серии следует, что первые проявления тектонических движений нижнего протерозоя относятся уже к начальному этапу формирования гимольской серии. Тем самым устанавливается, что движения первой фазы складчатости начались еще в ходе осадконакопления, и в этом смысле Костамукшская синклиналь является отраженной складкой, хотя окончательно оформлена она была значительно позже.

Для понимания условий и факторов метаморфизма железистых кварцитов принципиальное значение имеет тот факт, что в центральной части месторождения определяющие особенности литологии и химизма железистых кварцитов унаследованы от первоначального осадка. В то же время химический состав железистых кварцитов контролирует состав метаморфических железистых силикатов и определяет ход метаморфических реакций.

Структурный анализ

Как уже отмечалось, территория месторождения и участок оз. Корпанги — гора Шурловаара резко контрастны по своему геологическому строению. Анализ данных по этим участкам позволяет объяснить тектоническое строение района в целом. Однако прежде чем перейти к анализу структурных данных, необходимо остановиться на некоторых используемых ниже терминах и в связи с этим коснуться основных предпосылок анализа структурных данных.

ОСНОВНЫЕ ПОНЯТИЯ И МЕТОДИЧЕСКИЕ ПРЕДПОСЫЛКИ АНАЛИЗА СТРУКТУРНЫХ ДАННЫХ

Основная цель структурного анализа состоит в том, чтобы на основе изучения геометрии всей совокупности структурных элементов восстановить геометрию причины, вызвавшей их образование, или, иначе говоря, по наблюдаемым геометрическим описательным осям строения (a_c -, b_c - и c_c -оси структурных координат) определить кинематические генетические a_k -, b_k - и c_k -оси (Sander, 1930; Turner, 1957; Paterson and Weiss, 1961; Turner and Weiss, 1963).

Структурные элементы, фиксированные в строении пород в виде линий и плоскостей структурной прерывности, или устанавливаемые по отношению к ним линии и плоскости, как например осевая плоскость складки и линия ее пересечения со слоистостью, могут быть разного порядка и происхождения.

Здесь мы будем иметь дело только с макроскопическими структурными элементами. Их значение в структурном анализе примерно такое же, как и значение различных видимых линий и плоскостей в кристаллических индивидах (граней, ребер, спайности, штриховки и т. п.), именно по ним устанавливаются оси координат строения. В целом же понятие строения в том смысле, как оно используется ниже, оказывается идентичным с понятием «структура» в кристаллофизике и соответствует геометрически представляемой (например, в виде группы симметричных преобразований) пространственной организации вещества горной породы. Такое понимание термина «строение» радикально отличается от обычного определения его как некоторой, точно не оцениваемой «совокупности структурных и текстурных особенностей» (Заварицкий, 1956; Turner and Verhoogen, 1951) и соответствует содержанию, вкладываемому в это понятие Вейссом и Патерсоном (Paterson and Weiss, 1961; Turner and Weiss, 1963). Следуя Вейссу и Патерсону, мы будем частичное строение, описываемое только одним структурным элементом, называть субстроением. Кроме того, в каждом субстроении все неэквивалентные совокупности осей будут выделяться как компоненты субстроения. Так, например, два максимума или два пояса осей представляют собой компоненты субстроения. Понятие компонент соответствует термину «элемент», использованному Ортелем (Oertel, 1962).

В соответствии с принятой терминологией (Sander, 1930; Knopf and Ingerson, 1938; Ферберн, 1949; Елисеев, 1953; Weiss, 1955; Turner and Weiss, 1963) все плоскостные структурные элементы определяются как S -плоскости независимо от их происхождения. Ниже мы будем использовать следующие обозначения S -плоскостей: S^0 — слоистость; S^1 — первая сланцеватость, осевые плоскости первых складок; S^2 — вторая сланцеватость, гнейсовидность и осевые плоскости вторых складок. Таким образом, индекс сверху указывает на принадлежность к определенной возрастной генерации.

Важное значение в структурном анализе имеют статистически установленные совокупности линий пересечения S . В случае разновозрастных S линии их пересечения образуют несколько совокупностей. При наличии двух генераций, например S^1 и S^2 , существует три совокупности S -пересечений. Первая и вторая определяются взаимным пересечением всех плоскостей S^1 (или S^2), а третья представляет собой линии пересечения S^1 с S^2 . Каждая совокупность имеет свои особенности и разное значение. Ниже только линии взаимного пересечения тектонических S одной генерации обозначаются как β -пересечения, а максимум β -пересечений определяется как статистически устанавливаемая β -ось. Линии взаимного пересечения реликтовых (осадочных) S обозначаются как b^1 -пересечения, а линии пересечения S^1 с S^2 , т. е. комбинированные S -пересечения, определяются как b -пересечения. Как b -, так и b^1 -пересечения принадлежат к разновидностям b_0 -осей.

Значение отдельных типов S -пересечений может быть понято через рассмотрение понятий «ось складки» и «ось складчатости».

Так как складка очерчивается додеформационными S , ось складки чисто геометрически может быть определена как линия, лежащая в S , движение которой вдоль некоторой образующей очерчивает поверхность складки; иначе говоря, ось складки является ее геометрическим генератором и выступает как зафиксированная видимая ось вращения (Wegmann, 1929; Turner and Weiss, 1963; Donath and Parker, 1964). Она может быть измерена в любой точке на поверхности складки как линия пересечения плоскостей слоистости, которые в целом дают неплоскостную поверхность, состоящую из ряда элементарных плоскостных площадок, функционально связанных между собой.

Практика структурного анализа показывает, что совокупность таких осей, определенных по взаимным пересечениям слоистости, замеренной в разных частях складки, образует пучок линий с нормальным распределением и максимумом концентрации, отвечающим шарниру складки, т. е. линии пересечения осевой плоскости со слоистостью в перегибе складки. Другими словами, шарниры и оси складок статистически параллельны. Различие между осями и шарнирами складок состоит в том, что ось складки, имея определенную ориентировку, не обладает фиксированным положением, тогда как шарнир складки при той же (в статистическом плане) ориентировке по определению, фиксирован перегибом складки.

Из параллельности линий взаимного пересечения плоскостей слоистости между собой с линиями взаимного пересечения слоистости и кливажа осевой плоскости следует, что b -пересечения должны быть статистически параллельны b^1 -пересечениям, и совместно они, определяя положение локальных и общих b -осей, могут быть обозначены как b -линейность. Это совпадение b - и b^1 -пересечений особенно четко определяется в условиях простой однофазной складчатости. Когда имеется более чем одна генерация b -пересечений, в распределении этих линейных структур наблюдаются свои особенности и их необходимо анализировать отдельно.

Резюмируя наши замечания относительно осей складок, можно сказать, что оси и шарниры складок, определяемые различно, являются геометри-

чески эквивалентными. Их ориентировка в пространстве зависит как от ориентировки b_k -осей, так и от деформируемой поверхности, например слоистости, существовавшей до рассматриваемой деформации.

Наблюдаемые в строении и возникшие непосредственно в ходе деформации плоскости кливажа или сланцеватости являются плоскостями движений, они могут быть в достаточно близком приближении приняты за $a_k b_k$ -плоскости, пренебрегая при достаточно высокой интенсивности деформации влиянием анизотропии первоначального додеформационного строения и различием физических свойств пород (Клоос, 1958а; Campbell, 1951; Ramsay, 1962в; Weiss, 1955). Следовательно, можно принять, что b_k -ось располагается в осевой плоскости или последняя стремится к такому положению. Теперь влияние двух независимых факторов на ориентировку b_k -осей может быть оценено более точно, и угол погружения оси складки представляет собой алгебраическую сумму угла погружения b_k -оси и угла первоначального наклона деформируемой поверхности, измеренных в осевой плоскости складки. Отсюда ось складчатости представляет собой выведенную, ненаблюдаемую ось, ориентировка которой не зависит от изменений первоначального залегания. Геометрически она может быть представлена как ось некоторой идеальной складки, образовавшейся в ходе смятия плоской поверхности, параллельной b_k -оси. Следует отметить, что ось складчатости не всегда совпадает с b_k -осью. Так, например, ось складчатости может представлять сводный результат одновременного действия двух b_k -осей и тогда не совпадает ни с одной из них. Совпадение оси складчатости с b_k -осью устанавливается в случае, если однородная изотропная среда испытывает плоскую деформацию скольжения (Becker, 1893; Turner, 1957; Weiss, 1955; Turner and Verhoogen, 1951).

Для определения ориентировки осей складчатости может быть использовано, во-первых, изучение поведения ранних деформированных линейных структур (Weiss, 1959; Damsay, 1958, 1960), во-вторых, анализ β -пересечений и в ряде случаев изучение поведения повторно смятой слоистости.

Поскольку вторичные плоскостные элементы статистически параллельны $a_k b_k$ -плоскости, линии их пересечения (β -пересечения) могут отвечать a_k - и b_k -осям. Чем более линейны складки и ближе природная деформация отвечает идеальной модели деформации по типу simple shear, тем больше в статистической совокупности редуцируется максимум, соответствующий a_k -оси, и усиливается максимум b_k -оси, или оси складчатости.

На этом основании положение β -оси как центра тяжести единого максимума β -пересечений может быть принято за выход оси складчатости, которая получает обозначение β -оси.

Кроме b -линейности, определяемой пересечениями S , в строении тектонитов важная роль принадлежит минеральной и агрегатной линейности, выраженной ориентировкой минералов и длинных осей галек, будин и агрегатов зерен. Она может быть либо параллельной, либо нормальной к b -линейности, в соответствии с чем различаются B -линейность и a -линейность (Клоос, 1958а, 1958б; Weiss, 1954). По всей территории района минеральная линейность является B -линейностью. Ниже для краткости вместо слов «минеральная и агрегатная линейность» будем просто писать «линейность».

Принадлежность описываемого района к районам неоднократной складчатости и комплексных тектонических структур определяет метод отбора и анализа структурных данных. Основным требованием при изучении наложенных деформаций является статистическая структурная гомогенность каждого участка, внутри которого объединяются и совместно анализируются полевые данные (Weiss, 1959). Для районов наложенной складчатости прежде всего должно выполняться условие статистической структурной гомогенности в отношении наложенных структур: Это значит, что

ось складчатости и осевые плоскости наложенных складок должны быть выдержаны по ориентировке в пределах всего анализируемого участка. При соблюдении условия структурной гомогенности в отношении наложенных структур различие субстроений, образуемых реликтовыми структурными элементами, свидетельствует о негомогенности в отношении ранних структур, поэтому полностью сравнимые данные получаются тогда, когда соблюдается и условие статистической гомогенности в отношении ранних структур. Наконец, в каждом конкретном случае и для каждого структурного элемента размер структурно-гомогенной области может быть различным. Таким образом, приступая к анализу структурных данных, мы заранее не знаем размеров структурно-гомогенных участков и в то же время должны вести анализ данных в пределах таких участков. Дилемма решается на основе вероятностного подхода: общая площадь исследуемого района делится на возможно меньшие по размерам участки с тем, однако, ограничением, чтобы количество данных в каждом из них было достаточно для изучения. Тем самым мы автоматически приближаемся к выполнению основного требования к анализу структурных данных. Дальнейшие пояснения будут сделаны по мере изложения и обсуждения полевых данных.

ТЕКТОНИЧЕСКИЕ СТРУКТУРЫ СЕВЕРНОЙ ЧАСТИ РАЙОНА (ОЗ. КОРПАНГИ—ГОРА ШУРЛОВААРА)

В пределах участка (рис. 18), как и по всей северной части района, ранние структуры, идущие в целом на северо-восток, испытывают сильные колебания своего направления от строго широтного до северо-северо-западного. Эти колебания направления ранних структур вызваны повторным смятием в складки выдержанного северо-северо-западного (S^{3340° — S^{B5°) направления. Другим эффектом наложенной складчатости является уменьшение угла падения слоистости и первой сланцеватости на коротких субширотных крыльях вторых складок.

Картируемые первые складки, размером от долей метра до первых десятков метров, представлены сжатыми, изоклинальными, сильно вытянутыми и вместе с тем обычно асимметричными формами «складок волочения» (рис. 19). На территории участка они неизменно имеют N-образный рисунок, что указывает на расположение участка на одном из крыльев главной первой складки. Сохранившаяся реликтовая ритмичная слоистость показывает, что верх пластов на длинных крыльях складок направлен к северо-западу и, таким образом, участок расположен на восточном крыле первой синклинали.

Оси первых складок на участках широтного простирания и пологого северного падения почти параллельны линии падения S^0 и S^1 и отклоняются от нее к востоку не более чем на 10 — 15° . На участках с субмеридиональным простиранием и крутым западным падением оси первых складок располагаются ближе к линии простирания, и угол погружения их составляет 35 — 65° в общем северном направлении. Такое залегание ранних осей свойственно и всей северной части района, т. е., несмотря на высокую интенсивность второй складчатости, они весьма стабильны по ориентировке и слабо рассеяны.

Наблюдаемые оси мелких, шириной до 2 — 3 м, вторых складок имеют также весьма хорошо выдержанное северное погружение. При широтном простирании S^0 и S^1 осевые плоскости вторых складок образуют с ними почти прямой угол, и вследствие этого b_2 -оси идут почти параллельно падению пластов. На участках субмеридионального простирания и крутого западного падения пересечения S^0 и S^1 северо-северо-западной почти вертикальной S^2 приводит к появлению осей вторых складок, погружающихся

на север под средними углами. Наиболее яркая особенность поведения разновозрастных осей состоит, следовательно, в их повсеместном почти точном совпадении. Угол пересечения, как правило, очень мал и только в единичных случаях достигает заметной величины.

Наблюдения над линейностью показали, что она неизменно параллельна первым осям там, где они образуют заметный угол со вторыми осями и изгибаются вокруг перегибов вторых складок. Линейность, параллельная вторым осям или по крайней мере принадлежащая к S^2 , отсутствует. Принадлежность линейности к l^1 позволила уверенно разделить оси первых и вторых складок.



Рис. 19. Наложенный кливаж разлома, пересекающий ранние складки.

Вторые складки обнаруживают закономерное изменение своей формы в зависимости от размеров и своеобразный характер рисунка. Наиболее развитой, совершенной формой обладают самые мелкие складки шириной до 2—3 м и особенно те из них, ширина которых меньше метра. Эти складки имеют N-образную форму и сжатые крылья северо-северо-западного или северо-северо-восточного направления, иногда они изоклиналины. Замки их острые и узкие, а мощность слоев в замке увеличена. Отношение высоты складки к ее ширине, как правило, больше единицы и достигает трех. Но уже складки шириной более метра чаще представлены пологими, открытыми, сильно развернутыми N-образными изгибами, крылья их сходятся под тупым углом, а перегибы широкие и уплощенные без увеличения мощности слоев. При дальнейшем увеличении размеров вторые складки выражены только асимметричными флексуриформными изгибами простира-

и падения слоев (рис. 9). Мелкие вторые складки, развитые на коротких широтных крыльях более крупных складок, имеют симметричный W-образный рисунок. Таким образом, с увеличением размеров складок уменьшается степень их сжатости, форма становится все более деградированной, что сопровождается переходом складок от подобного типа к параллельному и к редуцированию общего N-образного рисунка (рис. 20). Самые крупные вторые складки, регистрируемые в северной части района, в итоге выражены лишь второстепенным сглаженным изгибанием первых структур от СВ 10—20 до СВ 35—45°.

Тесная зависимость рисунка мелких вторых складок от меняющихся более широких условий залегания пород, также возникших в ходе второй складчатости и отражающих существование более крупных вторых складок, свидетельствует о несколько более позднем формировании мелких складок по сравнению с крупными. Вторая складчатость выступает, таким образом, как длительный, хотя и вполне непрерывный процесс. Асимметричность и односторонность рисунка мелких складок не являются отражением каких-то процессов «волочения», «пластического течения» или «межслоевого

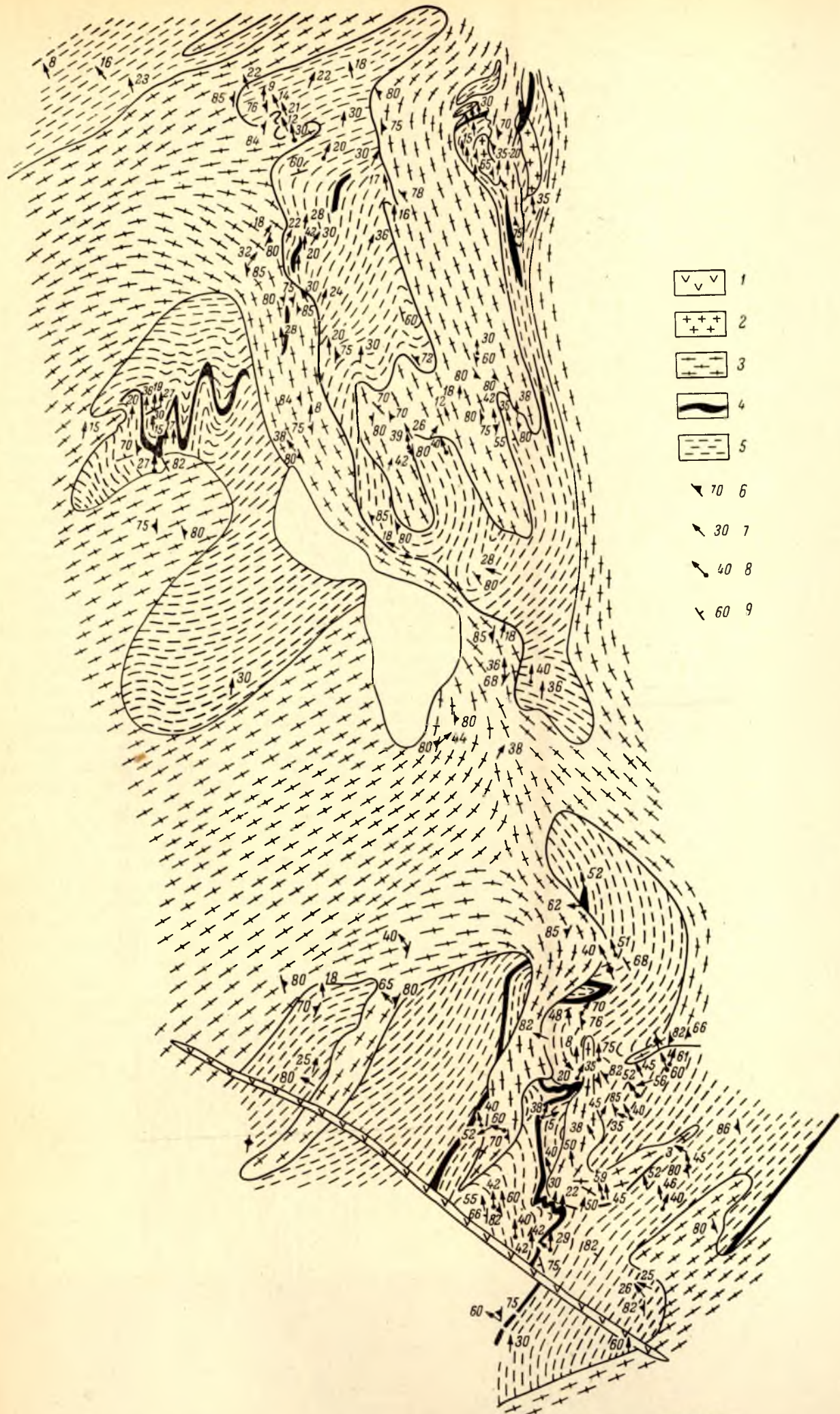
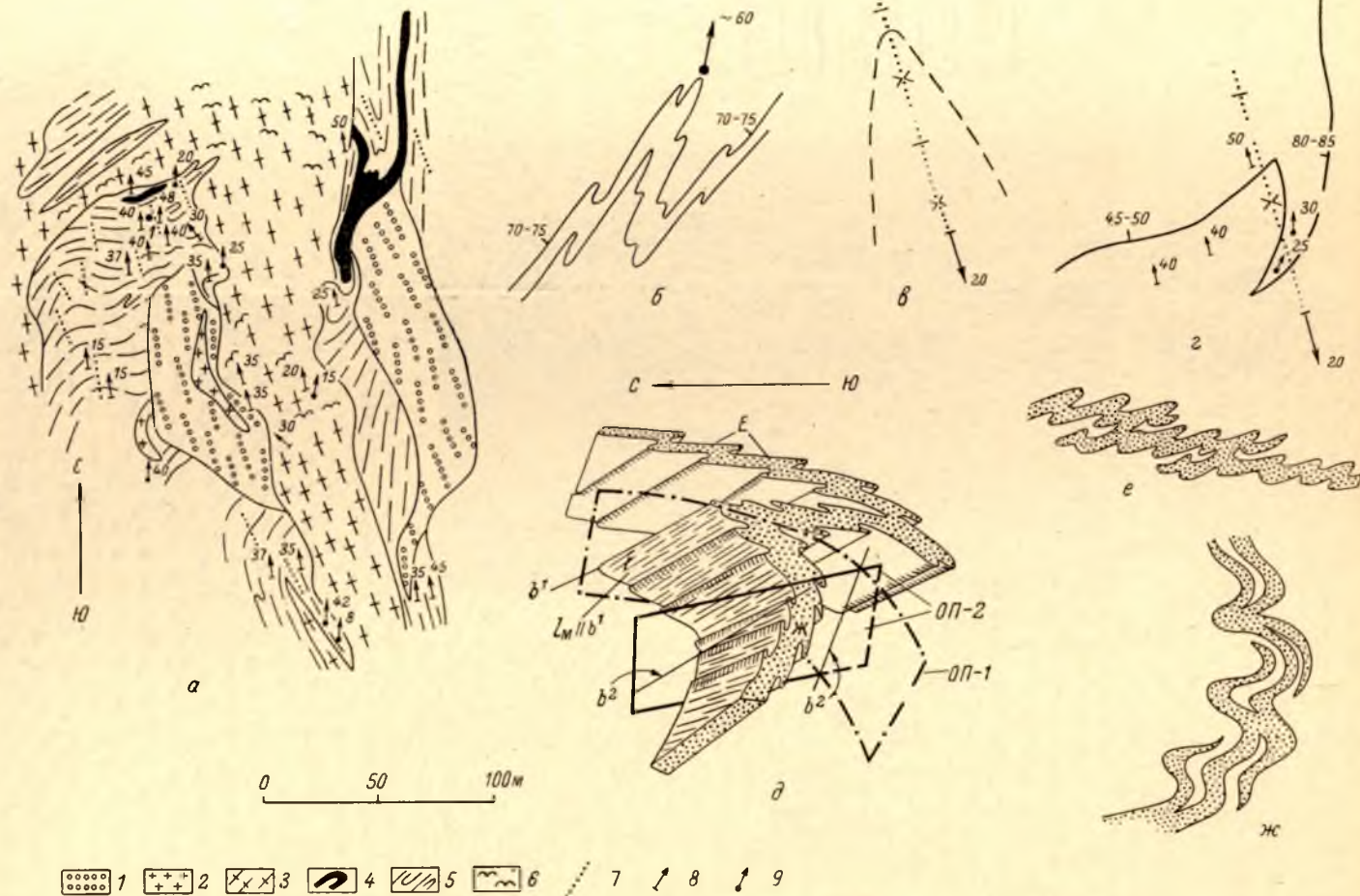


Рис. 18. Геологическая карта участка оз. Корпанги—гора Шурловаара.

1 — оливинные габбро-пориты; 2 — микроклиновые граниты; 3 — огнейсованные плагиомикроклиновые граниты и амфиболо-биотитовые гнейсы и гранодиориты; 4 — магнетитовые кварциты; 5 — биотитовые, гранато-биотитовые и гранодиориты; 6 — вторая гнейсовидность; 7 — минеральная линейность; 8 — линейность осей мелких наложенных складок; 9 — осевые плоскости мелких складок.

Рис. 20. Геологическое строение детального участка.

а — геологическая карта участка: 1 — микроклиновые граниты (знак показывает направление гнейсовидности), 2 — аплиты, 3 — плагиоклазовые огнейсованные граниты, 4 — железистые кварциты, 5 — гнейсо-сланцы (знак дает направление слоистости), 6 — направление шлиров вмещающих пород в плагиогнейсо-гранитах, 7 — направление S* и ОП-2 в гнейсо-сланцах, 8 — оси наложенных складок, 9 — оси ранних складок и минеральная линейность; б — схематическая реконструкция строения после первой складчатости; в — характер наложенной складки (реконструкция); г — наблюдаемое строение (схема); д — схематизированное трехмерное изображение наблюдаемых комплексных главных складок; е, ж — характер мелких комплексных складок.



проскальзывания», а выступает как функция угла встречи вторых осевых плоскостей (плоскостей движений) с деформируемыми поверхностями, хотя все их геометрические особенности идентичны с таковыми у «складок волочения».

С другой стороны, наблюдаемая смена мелких вторых складок подобного типа более крупными параллельными может быть следствием различия механизма деформации. Этому противоречит, однако, развитие S^2 , секущей слоистость, которая присутствует постоянно и независимо от наличия мелких вторых складок подобного типа. Ниже мы увидим, что изменения геометрии складок возникли в ходе складчатости, выдержанной по ориентировке осей и единой по механизму геометрического преобразования первоначального залегания S^0 и S^1 . Этот механизм свидетельствует об условиях складчатости подобного типа. Тем самым, в противовес широко распространенному мнению, геометрия складок, т. е. видимых продуктов складчатости, не позволяет однозначно судить о механизме ее, по крайней мере параллельные и флексурные складки могут формироваться и в ходе подобной складчатости.

Приведенные данные выдвигают целый ряд вопросов, а именно:

- 1) случайно ли регионально устанавливаемое совпадение первых и вторых b_c -осей?
- 2) какова ориентировка осей второй складчатости и в каком отношении находятся между собой b_c^2 - и β^2 -оси?
- 3) каковы интенсивность вторых движений и неискаженный влиянием первых структур характер вторых складок, каков механизм складчатости?
- 4) какие изломы простирания и падения соответствуют вторым синклиналям и какие — антиклиналям?
- 5) почему в связи со вторыми движениями не формируется самостоятельная минеральная линейность?
- 6) каково первоначальное неискаженное залегание плоскостных и линейных структурных элементов, созданных первой складчатостью?

Все эти вопросы взаимосвязаны, и решение их предполагает проведение анализа второй складчатости, а затем «снятие» эффектов повторного смятия.

В пределах рассматриваемого участка видимые следы наложенной складчатости особенно сильно проявлены в северной его части, и создается впечатление ослабления второй складчатости к югу.

Рассмотрение структурных данных мы начнем с небольшого участка (150×200 м), удовлетворяющего требованиям как структурной гомогенности, так и статистического подхода (рис. 18). Этот участок ниже описывается под названием детального.

Детальный участок

В пределах участка (рис. 20) устанавливается одна изоклиальная N-образная первая складка шириной около 20 м и одна хорошо развитая вторая складка, выраженная флексурным изгибом простирания с широтного (СВ 80° —В 90°) на меридиональное (СЗ 350° —СВ 10°) при движении с запада на восток. Эта складка, обращенная выпуклостью на юго-восток и вниз, имеет характер «синформы» (Beily and McCallien, 1937; Ramsay, 1962a). Ширина ее составляет 100—150 м. Большой размер второй складки по сравнению с первой и высокая (для наложенной складки) степень развития позволяют лучше проследить особенности второй складчатости, так как уменьшают влияние негомогенности залегания S^0 , возникшего в ходе первой складчатости.

Геометрия и сравнение субстроений структурных элементов. Наложённые плоскостные элементы строения — вторая гнейсовидность в гранитах и сланцах и осевые плоскости

вторых складок — статистически выдержаны и образуют четкий периферический максимум полюсов (рис. 21, а). Средняя ориентировка S^2 имеет координаты СЗ 355° , СВ $\angle 81^\circ$. В то же время концентрация полюсов S^2 близка к максимумам I и II полюсов S^0 (рис. 21, б). Это говорит о том, что слоистость в этих положениях в ходе второй складчатости была переориентирована в положение, близкое к ориентировке плоскостей движений. Такая переориентировка приводит к тому, что деформируемые и пассивно искривляемые поверхности S^0 становятся кинематически-активными и на определенной стадии деформации сами выступают как плоскости скольжения. В то же время S^2 не является искривленной, и поэтому образование S^2 должно было происходить на сравнительно поздних стадиях складчатости. Указанное выше среднее положение S^2 , вероятно, подвержено влиянию существенно ранних плоскостных элементов. Оно может осуществляться двумя путями: во-первых, когда S^0 и S^1 становятся кинематически-активными, не происходит образования самостоятельной наложенной системы поверхностей скольжения, секущих ранние плоскости под очень острым углом; во-вторых, если в одних участках преобладают кинематически-активизированные ранние элементы, а в других — образуется система самостоятельных плоскостей скольжения, секущих слоистость под большим углом, то определяемое среднее положение наложенных плоскостных элементов будет в той или иной мере отличаться от истинного с отклонением в сторону кинематически активизированных ранних поверхностей.

Принимая во внимание эти соображения и для проверки их реальности, были построены две диаграммы линий взаимного пересечения S^2 . Построение осуществлялось следующим образом. После нанесения на стереосетку замеренных S^2 в виде дуг больших кругов все линии пересечения (на проекции — точки) были переколоты на чистую кальку. За «единицу веса» принимался «вес» точки, отвечающей пересечению двух дуг. При пересечении в одной точке более двух дуг «вес» точки определялся по формуле $p = \frac{n(n-1)}{2}$, где n — число плоскостей. Затем подсчитывалось общее число единичных точек и диаграмма оконтуривалась обычными методами.

На диаграмме, построенной для всех замеренных S^2 (рис. 21, б), главный максимум имеет координаты 358° , $\angle 51^\circ$. Здесь присутствует также дополнительный, менее резкий максимум линий пересечения, центр которого полого погружается на юго-юго-восток (168° , $\angle 12^\circ$). Особенности этой диаграммы позволяют провести два пояса осей, пересекающихся под острым углом. Линия пересечения поясов имеет координаты 348° , $\angle 78^\circ$ и нормальна к второстепенному максимуму. Двупоясовое распределение соответствует наличию среди замеренных значений как самостоятельных плоскостей скольжения, секущих слоистость, так и неполно переориентированных, кинематически-активных ранних плоскостей. Положение главного максимума, следовательно, должно отвечать наиболее вероятному положению осей складок. Действительно, сравнение этой диаграммы с рис. 21, а показывает, что максимумы и области развитой концентрации вероятных осей совпадают как со средним положением наблюдаемых осей вторых складок, так и с предпочтительной концентрацией линейности.

Полевые данные показывают, что S^2 весьма строго выдержана в гранитах, породах со слабо выраженной анизотропией первоначального строения. Можно ожидать, что здесь влияние первоначальных структур будет значительно слабее и не исказит существенно ориентировку наложенных элементов. С другой стороны, в гнейсо-сланцах ориентировка S^2 будет соответствовать истинной там, где S^0 и S^1 после второй складча-

тости образуют с S^2 угол, близкий к прямому. Выбранные по этим признакам 37 замеров были использованы для построения второй диаграммы (рис. 21, *в*), для которой свойствен только один пояс и один максимум. Пояс осей, отвечающий среднему положению S^0 , имеет координаты 349° , с вертикальным падением, а центр максимума — 168° , $\angle 16^\circ$. Эти значения отлично согласуются со значениями, полученными для одного из поясов и связанного с ним максимума на рис. 21, *б*.

Поскольку на рис. 21, *в* представлены данные для совокупности плоскостей, единых как структурно, так и генетически, центр максимума осей представляет статистически устанавливаемый выход β -оси наложенной складчатости. Другими словами, если бы вторая складчатость была первой, то в процессе ее возникли бы системы складок северо-западного направления с осями, полого погружающимися на юго-восток. Определение положения оси наложенной складчатости имеет кардинальное значение, так как позволяет вскрыть развитие строения и объяснить его особенности как в макро-, так и микромасштабе.

На рис. 21, *г* разными знаками нанесены оси вторых складок (*крестики*) и линейность (*жирные точки*). Оси вторых складок b_2^2 разбросаны в узком поясе, траектория которого соответствует среднему положению S^2 . Линейность l^1 , совпадая в общем с областью распространения осей вторых складок, рассеяна значительно шире, и преобладающая концентрация ее смещена к северо-востоку от траектории пояса b_2^2 -осей. Тенденция к поясовому распределению выражена у l^1 значительно хуже, и плоскость пояса имеет северо-северо-восточное простирание с крутым западным падением. Из-за большого бокового разброса отдельных замеров не исключена возможность существования второго пояса l^1 , поперечного к показанному на рисунке.

Распределение l^1 вдоль дуги большого круга свидетельствует, что наложенная складчатость является складчатостью подобного типа, а точка пересечения поясов l^1 и b_2^2 определяет положение a_k -оси (Weiss, 1959; Ramsay, 1960).

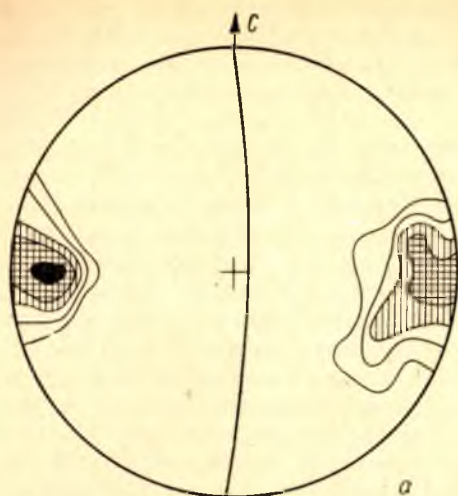
Таким образом, ориентировка кинематических осей устанавливается двумя независимыми методами: анализом β -пересечений и характером распределения разновозрастных линейных структур. Обе ориентировки a_k -оси показаны на рис. 21, *ж* (a_1 и a), из которого видно их хорошее совпадение с отклонением в пределах точности метода. Поэтому вполне закономерным оказывается, что линия пересечения поясов на рис. 21, *е* (выход a_k -оси) является нормальной к дополнительному максимуму, идентичному с максимумом β -осей на рис. 21, *е*.

В дальнейшем мы будем пользоваться той ориентировкой осей складчатости (кинематических осей), которая определена на основании более представительных данных анализа β -пересечений.

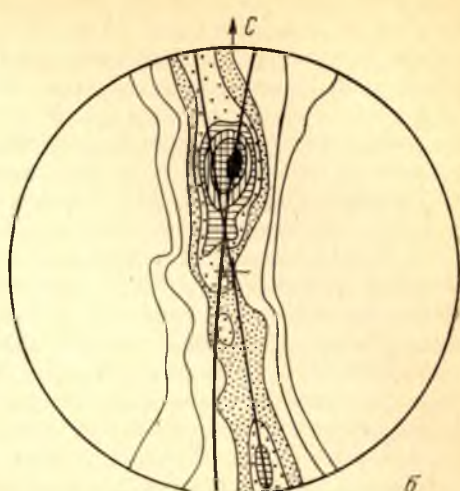
Перейдем к характеристике субстроения слоистости, которое отражает в основном влияние наложенной складчатости.

На рис. 21, *д* полюса S^0 дают три взаимно связанных в прерывистый пояс главных максимума (*I, II, III*, пояс 2—2), сопровождаемых более слабым максимумом *IV*, связанным с максимумом *I* (пояс 1—1). Среднее положение S^0 , отвечающее каждому максимуму, показано мелкими штрихами и проекции плоскостей слоистости обозначены соответственно индексами от S_I до S_{IV} .

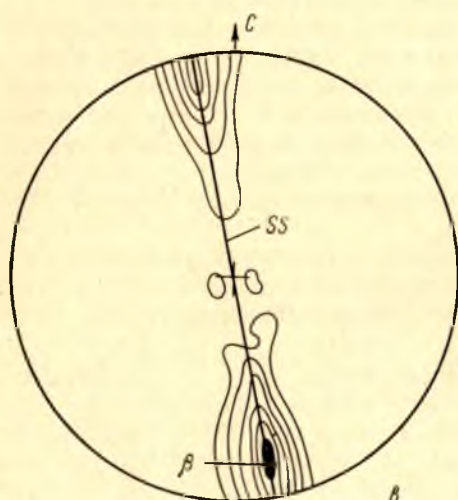
Первая особенность субстроения S^0 состоит в том, что пояс 2—2, связывающий главные компоненты узора, имеет малокруговой характер, и центр его, полюс π_2 , образует один и тот же постоянный угол в 72° со всеми точками траектории пояса. В то же время π_2 не совпадает ни с одной из линий взаимного пересечения S_I , S_{II} , S_{III} , обозначенных b_2 , b_3 , b_4 .



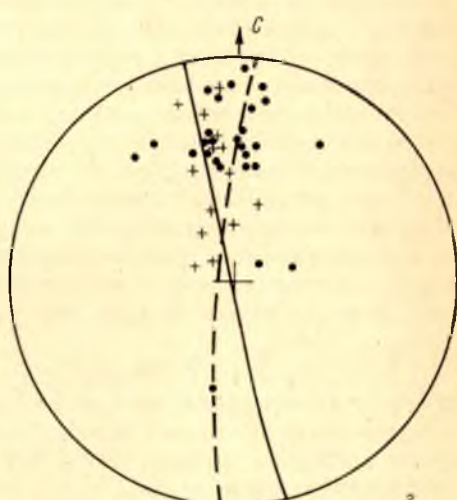
a



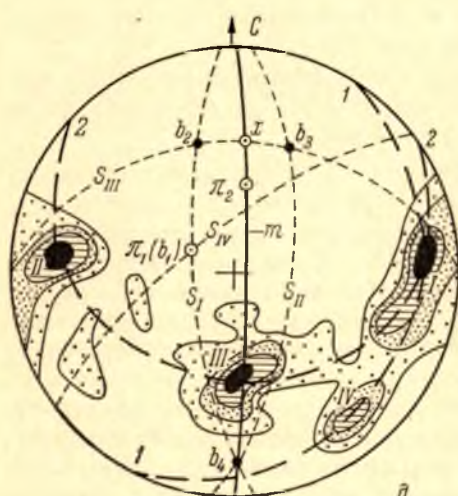
b



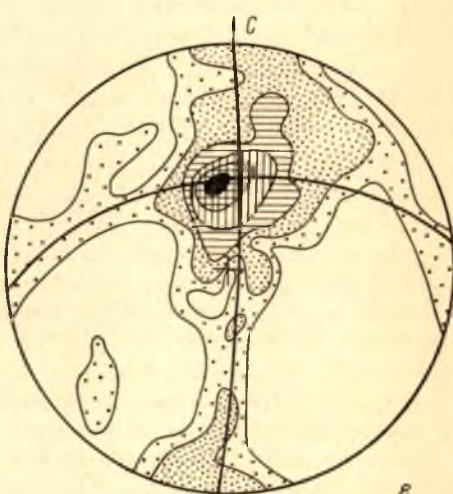
c



d



e



f

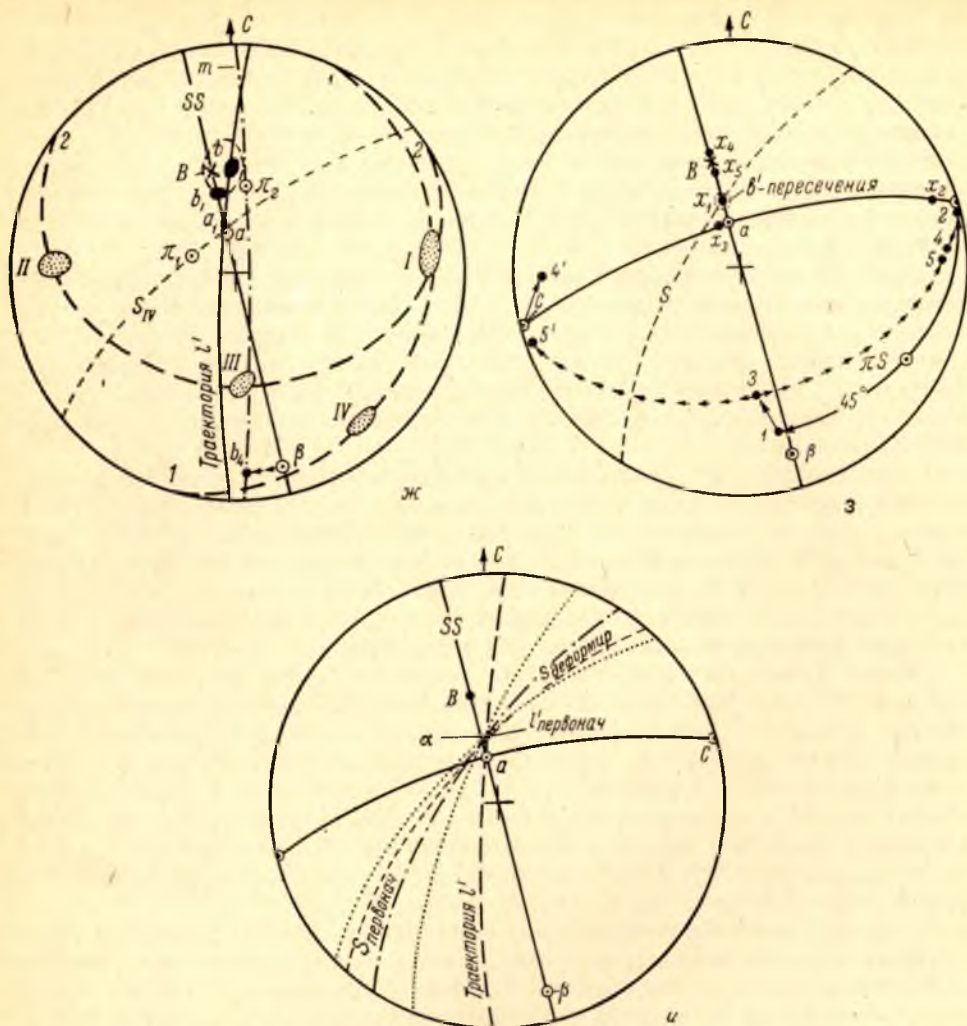


Рис. 21. Анализ структурных данных по детальному участку. Равноплощадная проекция. Нижняя полусфера.

a — полюса наложенной гнейсовидности и осевые плоскости вторых складок, 70 замеров, контуры 1—2—5—7—10%, сплошная линия — среднее положение наложенной гнейсовидности; b — диаграмма b -пересечений, 70 плоскостей S^{01} и S^1 , 2414 точек, контуры 0.5—1—2—3—4—5—6—7%, два пояса b -пересечений, средняя вторая гнейсовидность отвечает среднему положению между двумя поясами; e — диаграмма β -пересечений, 37 плоскостей S^1 , 666 точек, контуры 3—5—7—9—11—13%, SS — плоскость пояса, β — ось второй складчатости; z — ориентировка линейности, точки — деформированная ранняя линейность, крестики — оси мелких вторых складок, сплошная линия — пояс осей вторых складок, отвечающий SS и одному из поясов b -пересечений; штриховая линия — пояс ранних линейностей, отвечающий второму поясу b -пересечений; θ — полюса слоистости, 42 замера, контуры 2—4—6—8%, 1—1 и 2—2 — пояса полюсов слоистости, π_1 и π_2 — центры поясов 1—1 и 2—2 соответственно, S_I — S_{IV} — средние положения слоистости, соответствующие максимумам полюсов I—IV, m — t — плоскость симметрии главных компонентов узора максимумов I—III и пояса полюсов 2—2, b_1 — b_2 — возможные положения осей складок, x — равнодействующая a_2 и e_2 на m — t ; e — b' -пересечения плоскостей слоистости, 42 плоскости, 861 точка, контуры 0.5—1—3—5—7—10%, два пояса b' -пересечений, траектории их даны сплошными жирными линиями, максимум b' -пересечений лежит на траектории широтного пояса; $ж$ — сводная диаграмма макростроения: B — средняя ориентировка осей вторых складок, a и β — оси второй складчатости, определенные по диаграмме β -пересечений, a , отвечает a -оси, определенной по диаграмме линейности, e и e' — центры максимумов b и b' -пересечений; остальные условные обозначения см. на рис. 29, a — e ; z — схематическое изображение процесса преобразования первоначальной ориентировки слоистости S в ходе наложенной складчатости; u — восстановление залегания слоистости до наложенной складчатости.

Напротив, пояс $I-I$ соответствует дуге большого круга, и поэтому центр его, полюс π_1 , совпадает с b_1 .

Часть общего узора, образованная главными компонентами (максимумы I, II, III , пояс $2-2$), имеет собственную моноклинную симметрию. Плоскость симметрии проходит через максимум III , а точки b_4 и π_2 оказываются расположенными на ней, тогда как b_2 и b_3 расположены косо к плоскости симметрии, но взаимно симметрично. Полюс π_2 по своему значению должен представлять сводную результирующую ось симметрии, отражающую влияние одновременного действия нескольких частных осей b_2, b_3, b_4 .

Наличие дополнительного максимума IV понижает общую симметрию узора до триклинной. Вместе с тем ось b_4 почти совпадает с плоскостью пояса $I-I$. Несовпадение, возможно, является следствием недостатка данных. Таким образом, намечается связь между всеми компонентами узора, что предполагает возможное действие одной причины, одного общего процесса в формировании всех основных особенностей субстроения слоистости.

С субстроением S^0 тесно связан характер узора на диаграмме b^1 -пересечений (рис. 21, *е*), построенной так же, как и диаграммы на рис. 21, *б*, *в*. Отличительной особенностью диаграммы является наличие двух поперечных друг к другу поясов осей. Резкий максимум располагается вблизи точки пересечения поясов, но не совпадает с ней, а оказывается приуроченным к пересечению широтного пояса с S^2 (SS) и, следовательно, представляет собой наиболее вероятную ориентировку b_c^2 -осей.

Общая геометрия макростроения иллюстрируется сводной диаграммой (рис. 21, *ж*), построенной на основе субстроений отдельных структурных элементов. Две особенности этой диаграммы подчеркивают связь между субстроением S^0 и ориентировкой кинематических осей наложенной складчатости. Плоскость S_{IV} , соответствующая асимметричному максимуму IV , оказывается проходящей через выход a_k -оси; b_4 лежит в одной плоскости с β -осью и представляет собой проекцию оси складчатости на плоскость симметрии частичного узора полюсов слоистости (Clark and McIntyre, 1951; Weiss, 1955).

В целом рассматриваемое макростроение является отчетливо триклинным. Наложённые структурные элементы асимметричны относительно реликтовых деформированных структурных элементов. В то же время узор, образуемый каждой из этих групп структурных элементов, сам по себе также является триклинным. Общая триклинность усиливается при рассмотрении совместно узора S^0 и I^1 . Очевидно, что она является следствием наложенной складчатости, вызывающей искажение первоначальной ориентировки и понижение первоначальной симметрии. Не менее важным представляется и обратное влияние ориентировки ранних структурных элементов на ориентировку наложенных структурных элементов. Это влияние на ориентировку плоскостей движения уже было рассмотрено. Сводная диаграмма иллюстрирует также степень отклонения b_c^2 -осей, среднее положение которых показано точкой B , от β -оси складчатости. Вызванная этим отклонением триклинность вторых осей представляет другое выражение этого влияния. В итоге общая триклинность макростроения является следствием наложения и взаимного влияния двух, возможно, внутреннесимметричных, ориентирующих процессов, двух фаз складчатости, не согласованных или частично не согласованных по ориентировке своих осей.

Степень отклонения осей вторых складок от β -оси такова, что они в целом ближе располагаются к a_k -оси. Тем самым рассматриваемые взаимоотношения наглядно указывают на возможность образования в определенных условиях наложенной складчатости складок, оси которых

параллельны a_k -оси. Необходимое условие для этого состоит в параллельности a_k -оси линии пересечения осевой плоскости или плоскости кливажа с деформируемой поверхностью, например слоистостью в ее первоначальном положении. В зависимости от выдержанности залегания слоистости и наложенного кливажа (сланцеватости) такие складки могут иметь как чисто локальное, так и широкое площадное распространение.

О р а з в и т и и м а к р о с т р о е н и я. Возникновение складок подобного типа постоянно объясняется (Де Ситтер, 1960; Клоос, 1958а; Campbell, 1951; Turner and Verhoogen, 1951; Ramsay, 1962б) неоднородной (non-affine) деформацией посредством скольжения по системе параллельных плоскостей, секущих слоистость. Эта деформация иллюстрируется идеальной плоской моделью, когда движения неоднородны только в одной плоскости, $a_k c_k$ -плоскости деформации. Если в теле, вовлеченном в такую деформацию, выделить некоторую площадку, параллельную $a_k b_k$ -плоскости, то после деформации форма и размеры этой площадки останутся неизменными. Второе ограничение применяемых моделей состоит в том, что плоскости, очерчивающие тело или выделяемые внутри него, либо параллельны $a_k b_k$ -, $b_k c_k$ - и $a_k c_k$ -плоскостям, либо, если непараллельны, постоянно содержат b_k -ось. Это приводит к тому, что применение этих представлений к природной деформации ограничено не только степенью ее соответствия идеальной плоской модели, но и необходимостью совмещенности b_k -оси (оси складчатости) с деформируемой поверхностью.

В условиях наложенной складчатости, иначе говоря, в условиях несовпадения b_k -оси с деформируемой поверхностью, преобразование последней является более сложным. Основная тенденция преобразования по-прежнему состоит в приближении деформируемой поверхности к $a_k b_k$ -плоскости, но этого приближения нельзя достичь только пассивным вращением в $a_k c_k$ -плоскости. Траектории преобразования не лежат в координатных плоскостях деформации, и поэтому геометрические оси вращения не совпадают с кинематическими. Однако единое преобразование, в том числе и плоскостное, может рассматриваться через его проекции на координатные плоскости деформации. Следовательно, общее пассивное вращение, ось которого не совпадает с b_k -осью и не лежит в $a_k b_k$ -плоскости, удобно рассматривать как состоящее по крайней мере из двух последовательных вращений, оси которых располагаются в координатных плоскостях деформации, хотя и не совпадают с осями ее. Очевидно, что такое преобразование совершенно идентично с характером преобразования, вызванного неплоской трехмерной деформацией скольжения, когда наряду с главным пассивным вращением вокруг b_k -оси развивается то или иное вращение вокруг c_k -оси при сохранении a_k -осью своего значения как направления поступательных перемещений. Геометрическая ось вращения, возникающая при пассивном вращении вокруг некоторой оси, например b_k -оси, должна располагаться в плоскости деформации, содержащей a_k -ось, т. е. в данном случае в $a_k b_k$ -плоскости, и отвечать линии ее пересечения с деформируемой поверхностью в той ориентировке, которую она имела до начала рассматриваемого преобразования.

Для учета трехмерности деформации необходимо прежде всего определить величину поворота либо вокруг кинематических, либо геометрических осей. Это может быть сделано, если наряду с типом деформации известна как конечная, так и первоначальная ориентировка деформируемой поверхности. Субстроение S^0 дает нам конечную ориентировку полюсов слоистости. Первоначальное залегание S^0 определяется ниже, а здесь возьмем готовые координаты СВ 36° , СЗ 72° , что и принято при построении рис. 21, а. Сравнивая первоначальное положение полюса слоистости (πS) с положением максимума III на рис. 21, б, видим, что поворот должен быть не менее 50° . Однако этот поворот осуществляется вокруг

оси x_1 , которая не совпадает с β -осью. Таким образом, величина этого видимого поворота меньше истинного значения, которое отвечает условию совпадения кинематической и геометрической осей вращения.

Иначе определяется угол пассивного вращения в $a_k b_k$ -плоскости. Характер операции можно иллюстрировать следующими условными примерами. Пусть первоначальный наклон пласта, измеренный вдоль будущей осевой плоскости, равен 30° , а b_k -ось горизонтальна. Тогда в ходе складчатости все точки вдоль линии (следа) пласта в осевой плоскости сместятся вверх или вниз на одно и то же расстояние, и окончательный наклон будет равен первоначальному. Если b_k -ось наклонена в ту же сторону, что и пласт, то окончательный наклон будет увеличен против первоначального на величину наклона b_k -оси; наоборот, если пласт и кинематическая ось наклонены в разные стороны, наклон после складчатости будет уменьшен или направлен в другую сторону, чем первоначальный. Таким образом, угол наклона пласта, измеренный вдоль осевой плоскости, равен алгебраической сумме первоначального наклона и наклона оси складчатости (b_k -оси). Здесь необходимо отметить, что углы окончательного наклона пласта и b_k -оси в общем случае не являются углами погружения оси наложенной складки и кинематической оси; последние измеряются в вертикальной плоскости, а осевые плоскости не обязательно вертикальны.

В соответствии с указанным правилом определяется величина истинного поворота вокруг c_k -оси, а поскольку c_k -ось в общем случае не совпадает с эквивалентной ей геометрической осью, необходимо по истинному повороту определить угол поворота вокруг геометрической оси.

Вращение вокруг кинематических осей может быть представлено осевым вектором, а угол поворота представляет собой угловую скорость за время деформации, следовательно, геометрическая ось вращения, представляющая собой проекцию осевого вектора на некоторое направление, сама является осевым вектором. Тогда эти два осевых вектора связываются между собой соотношением (Кочин, 1951)

$$b_{\text{геометр}} = b_{\text{кинемат}} \cos \alpha,$$

где α — угол между осями. Это соотношение позволяет определить величину поворота вокруг некоторой геометрической оси по величине поворота вокруг кинематической оси и обратно.

С этими замечаниями попытаемся проследить развитие субстроения слоистости и геометрически восстановить ход и картину преобразований первоначальной ориентировки.

Пассивное вращение вокруг β -оси при данном (СВ 36° , СЗ $\angle 72^\circ$) первоначальном залегании S^0 осуществляется посредством вращения вокруг геометрической оси x_1 , совпадающей с точкой α на рис. 21, и. Поворот происходит в обе стороны в плоскости, по отношению к которой x_1 является нормалью. Для перехода полюсов S^0 в район максимума III угол поворота должен быть близок к 45° , что соответствует почти изоклиальному характеру наложенных складок в «чистом» виде с углом между крыльями в пределах $10-20^\circ$. После преобразования полюса S^0 будут занимать положения, показанные точками 1 и 2. Следовательно, вращение вокруг β -оси приводит к тому, что на одном из крыльев наложенных складок, именно на западных крыльях антиклиналей, S^0 будет переориентирована в положение, субпараллельное осевым плоскостям, а на противоположных крыльях она займет положение, поперечное осевым плоскостям. Ступенеобразные или флексурообразные изгибы простирания являются видимым результатом почти изоклиальной складчатости.

Геометрическая ось вращения полюсов S^0 является b_c -осью и должна отвечать осям главных наложенных складок. Действительно, сравнение с максимумом b' -пересечений указывает на их точное совпадение.

Вторым шагом преобразования является вращение вокруг c_k -оси. Для точки 1 геометрическая ось вращения x_2 близка к c_k -оси, тогда как для точки 2 она практически совпадает с a_k -осью. Полюса слоистости в итоге из точки 1 сместятся в точку 3 на угол, равный 15° (вместо кинематических 16°), и сохранят свою ориентировку в точке 2. Точка 3 соответствует максимуму III на рис. 21, д.

Образование мелких наложенных складок, осложняющих крылья крупных и развивающихся несколько позднее, приведет к дальнейшей модификации залегания S^0 . Эта модификация имеет большое значение по той причине, что замеряемые в поле координаты плоскостей слоистости фактически дают залегание крыльев мелких складок. Очевидно, что главным здесь является вращение вокруг β -оси.

От точки 3 полюса S^0 будут рассеиваться по траектории 3—5 и 3—5'. Геометрической осью вращения является x_4 . Точки 5 и 5' близки к предельному залеганию на противоположных почти изоклинальных крыльях. Однако, как отмечалось, S^0 на участках с субширотным простиранием обычно смята в плавные открытые складки шириной в 0.5—3 м, хотя нередки и изоклинальные складки.

Открытая форма мелких складок с углом между крыльями порядка 120 — 150° свидетельствует о том, что вращение вокруг β -оси было незначительно. Вследствие этого вращение лишь в редких случаях достигает точек 5 и 5', и концентрация полюсов в районе точки 3 сохраняется.

От точки 2 рассеивание идет в направлении к точкам 4 и 4' с геометрической осью вращения x_5 . Принимая во внимание, что угол вращения небольшой, точки 4 и 4' должны располагаться в области наибольшей наблюдаемой концентрации полюсов. Действительно, они весьма близки к максимумам I и II. Таким образом, появление этих максимумов в узоре S^0 отражает развитие мелких складок, осложняющих западные (меридиональные) крылья антиклиналей. Хотя угол вращения небольшой, однако мелкие складки на этих участках должны иметь сжатую изоклинальную форму, что и наблюдается в действительности. Небезынтересно отметить, что в результате образования мелких складок S^0 , уже ориентированная в положение, параллельное осевой плоскости, отклоняется от него и приобретает северо-северо-восточное простирание.

Геометрические оси вращения x_4 и x_5 не совпадают с осью x_1 . Они в то же время должны соответствовать b_c^0 -осям, что и наблюдается на самом деле: точка B, указывающая их среднюю ориентировку, расположена между x_4 и x_5 . Общее направление развития b_c^0 состоит в том, что они в процессе деформации последовательно приближаются к β -оси.

Изложенный ход преобразований приводит к трем главным концентрациям полюсов, представленных точками 3, 4, 4' и связываемых второстепенным распределением полюсов вдоль траекторий 3—5 и 3—5'. Все эти выведенные особенности находятся в хорошем согласии с наблюдаемым узором, а следовательно, особенности последнего являются следствием трехмерного характера природной деформации, главным механизмом которой может быть принято скольжение по системе плоских поверхностей, секущих слоистость и параллельных осевым плоскостям складок.

Узор слоистости с полным правом можно отнести к узору, возникшему в ходе наложенной складчатости. Однако фактически наблюдаемое, а не какое-либо другое, расположение его компонентов в сущности несет в себе отпечаток первоначального залегания. Та же самая деформация, но при другом первоначальном залегании вызвала бы образование другого узора.

Сопоставление выведенных геометрических осей со статистически установленными (b - и b' -пересечениями) показывает, что максимум b' -пересечений в точности отвечает ориентировке осей главных вторых складок, тогда как максимум b -пересечений отражает предпочтительную концентрацию осей мелких складок. Тем самым устанавливается значение b' - и b -пересечений в общем анализе наложенных деформаций и подтверждается сравнительно позднее образование видимых S^2 .

Особенностью узора S^0 является наличие асимметричного дополнительного максимума IV . Появление его, по-видимому, отражает характер преобразования на коротких крыльях первых складок. Вследствие общего N -образного рисунка складок они должны были иметь простирание, более близкое к меридиональному, чем длинные крылья, а из установленной первоначальной ориентировки l^1 следует, что падение S^0 на коротких крыльях было более крутым, чем на длинных. В целом полюса S^0 на коротких крыльях должны располагаться ближе к точке 2 на рис. 21, 3. Ввиду этого преобразование слоистости вызывает главным образом поворот полюсов только в одну сторону, в общем направлении к максимуму III .

После вращения вокруг β -оси полюса S^0 займут два положения: одно примерно совпадающее с точкой 2, другое между точками 2 и 1. Крутое, возможно, почти вертикальное первоначальное падение коротких крыльев первых складок обуславливает ограниченность вращения вокруг c_x -оси. Действительно, в результате этого преобразования плоскости слоистости должны проходить через a_x -ось, и как только a_x -ось окажется расположенной в S^0 , дальнейшее пассивное вращение вокруг c_x -оси прекратится. Этим объясняется наблюдаемое происхождение S_{IV} через a_x -ось (рис. 21, ж). Следовательно, появление максимума IV может быть представлено как результат деформации коротких крыльев ранних складок, на которых слоистость либо проходила через a_x -ось, либо падала более круто к северо-западу. Максимум IV имеет такое же значение, что и максимум III .

В целом изложенная схема развития деформации хорошо согласуется с наблюдаемыми явлениями и объясняет даже второстепенные особенности макростроения.

Для интерпретации наблюдаемого геологического строения северной части района особенный интерес представляют следующие заключения:

а) вторые складки, выраженные флексурными изгибами простирания с широтного на меридиональное направление, фактически являются почти изоклинальными с углом между крыльями около $10-20^\circ$ и вполне симметричными;

б) флексурные изгибы, обращенные выпуклостью на юго-восток (син-формы), соответствуют вторым синклиналям, а обращенные выпуклостью на северо-запад отвечают антиклиналям;

в) уменьшение угла падения пород на широтно вытянутых западных крыльях синклиналей является результатом несовпадения β -оси с деформируемыми S^1 и S^2 -плоскостями и ее погружения на юг, навстречу первоначальному падению пород.

Первоначальное залегание (реконструкция). Задача восстановления первоначального залегания принадлежит к числу основных задач макроструктурного геометрического анализа, и ее решение занимает центральное место в общей проблеме «снятия тектоники», стоящей перед широким кругом геологических исследований, особенно фациально-литологического направления.

Бейсс (Weiss, 1959) обосновал метод определения первоначального залегания линейности, деформированной концентрической складчатостью, а автор (Лазарев, 1966), основываясь на работе Бейсса, изложил метод определения первоначального залегания слоистости. Что касается условий

складчатости подобного типа, особенно широко развитых в природе, то здесь обоснованные методы определения первоначального залегания ранних структурных элементов отсутствуют. Тем не менее анализ геометрии складок, образованных деформацией по типу неоднородного скольжения, позволяет предположить метод определения первоначального залегания. Точность этого метода зависит от степени соответствия природной деформации идеальной модели скольжения и точности определения местоположения истинного перегиба наложенных складок. Основные выводы и обоснование метода восстановления первоначального залегания можно суммировать следующим образом.

1. Когда в ходе складчатости β -ось лежит в деформируемой S^0 , первоначальная ориентировка S^0 сохраняется в перегибе складки. Следовательно, плоская поверхность, касательная к поверхности складки вдоль линии пересечения S^0 с осевой плоскостью, представляет первоначальную ориентировку S^0 . Такие условия иногда складываются в ходе наложенной складчатости, и для них справедливо заключение Флюти (Fleuty, 1961) о том, что залегание S^0 лучше всего сохраняется в перегибах наложенных складок.

2. Когда оси складчатости образуют заметные или большие углы с S^0 , т. е. в общем случае наложенной складчатости, она не сохраняет своей ориентировки в перегибах складок. Однако часто (но не всегда) меньше всего изменяется простирание слоистости, и поэтому линия, соединяющая перегибы соседних складок, примерно отражает первоначальное простирание. Такая закономерность была использована Рейнольдс и Холмсом (Reynolds and Holmes, 1954). Чтобы определенное таким образом простирание наиболее соответствовало истинному, необходимо принимать в расчет только линии, соединяющие перегибы синклиналей, и использовать наиболее крупные регистрируемые складки. Однако и после этого установленное простирание имеет лишь реконструктивное значение.

3. В общем случае наложенной складчатости посредством скольжения в области перегиба складок сохраняется ориентировка только одной линии, которая представляет собой линию пересечения S^0 , замеренной в месте истинного перегиба, с a_c -плоскостью. Эта линия может быть близка к простиранию или падению, но в общем случае не совпадает с ними.

Положение a_c -плоскости устанавливается в результате анализа наложенных складок и определения ориентировки β -оси и a -оси.

Истинные перегибы наложенных складок совпадают с видимыми лишь в том случае, когда S^0 до складчатости была перпендикулярна к осевым плоскостям складок. Если угол встречи меньше 90° , то наложенные складки приобретают асимметричность, аналогичную «складкам волочения», и их видимые перегибы смещаются в сторону короткого крыла. Отсутствие выражения для количественного учета величины смещения приводит к тому, что даже в условиях, максимально близких к идеальной модели скольжения, определение первоначального залегания является приближенным.

4. Для определения ориентировки S^0 остается найти вторую линию, лежащую в S^0 . Эта линия может быть легко получена на основании того, что наклон оси складки, измеренный в осевой плоскости, равен алгебраической сумме наклона β -оси и первоначального наклона пласта, измеренных в этой же плоскости.

Ориентировка обеих линий легко определяется на стереосетке. Ставя их на один меридиан проекции и проводя дугу большого круга, получаем проекцию плоскости S^0 в ее первоначальном залегании. Теперь.

линия пересечения полученной дуги большого круга с траекторией деформированных l^1 дает первоначальную ориентировку l^1 .

В северо-восточной части участка хорошо обнажен перегиб наложенной синклинали. Она документируется узкой зоной мелкомятых пород шириной не более 3—4 м, имеющих залегание СВ 46° , падение СЗ $\angle 70-75^\circ$. Это замеренное залегание со средним значением угла падения нанесено на рис. 21, и штриховой линией. Положение оси наложенной складки было определено как среднее положение по данным рис. 21, ж, а точка α на рис. 21, и дает первоначальный наклон, измеренный в осевой плоскости наложенной складки.

Вследствие неточности замера угла падения вместо одной плоскости первоначального залегания получился пучок плоскостей (рис. 29, и), границы которого показаны точечными линиями. Характер пучка наглядно иллюстрирует влияние точности замеров на определяемое первоначальное залегание. Действительно, замеренный угол падения колеблется в 5° , тогда как первоначальное простирание оказывается заключенным где-то в пределах зоны шириной в 20° . В качестве наиболее вероятного значения было взято среднее залегание S° , составляющее СВ 36° , СЗ $\angle 72^\circ$.

Определение первоначального залегания S° позволяет восстановить первоначальную ориентировку l^1 , которая оказывается скорее нормальной, чем параллельной к направлению ранних структур, и угол ее с линией падения, измеренный в плоскости слоистости, составляет всего 18° . В то же время l^1 параллельна осям наблюдаемых ранних складок и должна в рамках структурных координат рассматриваться как B -линейность, т. е. в соответствии с обычными взглядами она должна иметь значение «тектонического простирания». Таким образом, возникает дилемма, чему отдавать предпочтение при определении направления ранних структур: направлению смятых толщ и осевых плоскостей складок или направлению наблюдаемых тектонических осей? Однако еще более важными являются другие вопросы, вытекающие из таких взаимоотношений осей и плоскостей, а именно: 1) совпадают ли оси главных складок с осями мелких укладок и минеральной линейностью? 2) поскольку при погружении осей складок вдоль линий падения смятых пород теряется различие между антиклиналями и синклиналями, каковы методы использования мелких структурных форм при расшифровке крупных?

О поведении линейности в ходе второй складчатости. Поведение линейностей, деформированных подобной складчатостью, рассматривалось Вейссом и Рамсеем (Weiss, 1959; Ramsay, 1960). В своем анализе они исходили из представления о плоской модели деформации посредством скольжения и, следовательно, предполагали только простой характер геометрического преобразования, вызванный существованием одной кинематической и одной геометрической оси вращения. Основной вывод, сделанный ими, состоит в том, что l^1 , меняя в ходе деформации свою ориентировку, остаются в одной плоскости, которая пересекается с осевой плоскостью наложенной складки в точке, отвечающей выходу α_2° -оси. Во всем домене, гомогенном как относительно l^1 , так и β_2° -оси, развивается только один пояс линейности, траектория которого не изменна во всех частях домена и не меняется с развитием деформации. Эти заключения были сделаны главным образом как обобщение результатов структурного анализа каледонид Шотландии (Ramsay, 1958; Weiss and McIntyre, 1957; Clifford et al., 1957).

Анализ данных, приводимых исследователями Шотландского нагорья (Ramsay, 1958, 1960), показывает, что линейность, деформируемая наложенной складчатостью, образует большой или средний угол с осевыми плоскостями наложенных складок и особенно с α_2° -осью, а значит,

линейность образует малый или средний угол с c_k^2 -осью. Следствием этих регионально развитых взаимоотношений является близкое соответствие геометрического результата деформации условиям плоской модели даже при трехмерности самой складчатости. При таких взаимоотношениях, поскольку l^1 близка к c_k^2 -оси, вращением вокруг нее можно пренебречь. В ходе образования главных наложенных складок на их крыльях l^1 займет положение, близкое к a_k^2 -оси. Тем самым в ходе дальнейших движений вращение вокруг c_k^2 -оси может проявиться только в перегибах складок, что имеет своим результатом отклонение линейности от a_k^2 -оси и приближение ее к β -оси. Когда вторые b_k -оси достаточно близки к β -оси, в действие наряду с вращением вокруг c_k -оси выступают другие механизмы, такие как «осевое течение» (Weiss, 1954) и прямое растяжение материала вдоль β -оси. Общим результатом является схождение l^1 с траектории единого пояса и тенденция к образованию второго пояса, траектория которого близка к осевым плоскостям вторых складок.

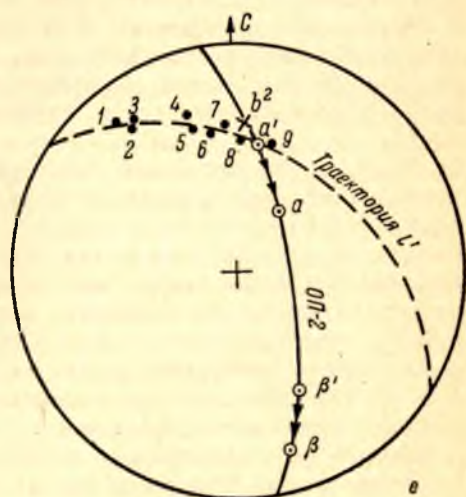
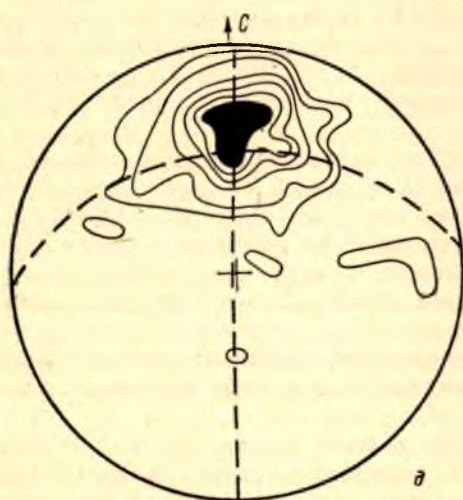
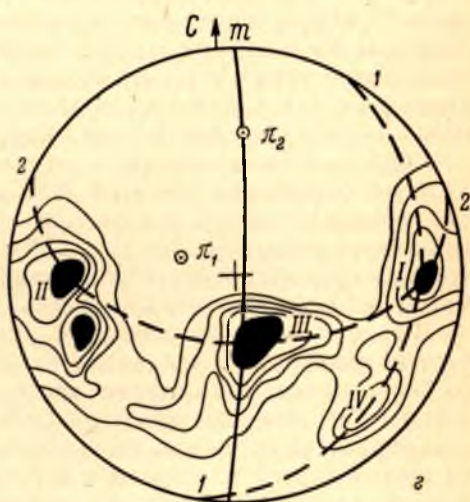
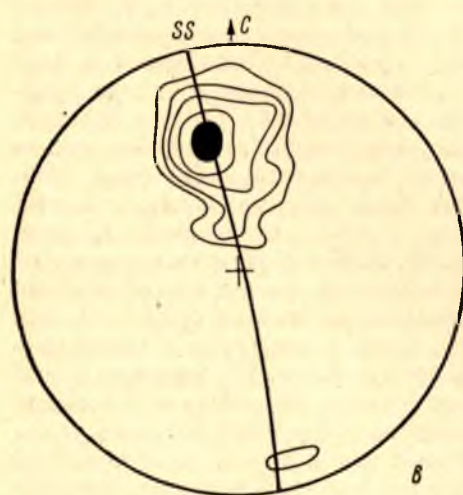
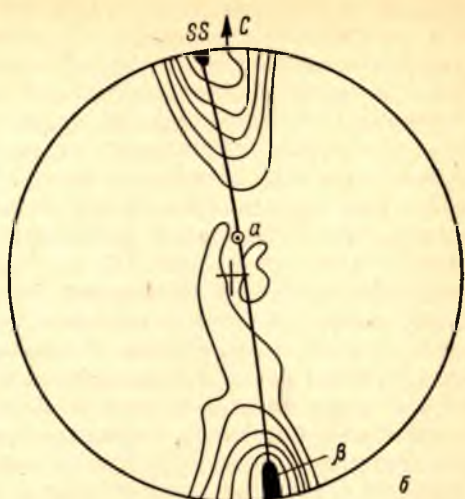
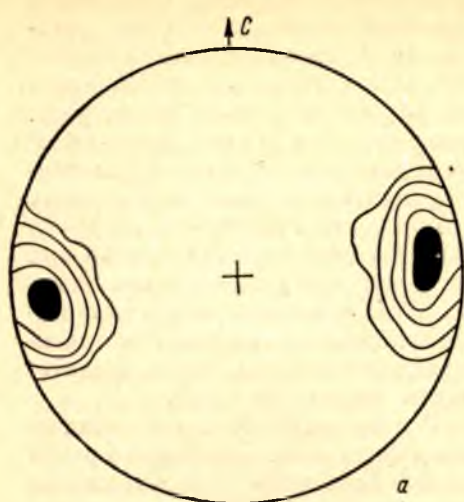
Установленные выше взаимоотношения l^1 с осями наложенной складчатости дают нам пример другой обстановки деформации. Линейность почти совпадает с осевыми плоскостями и a_k^2 -осью. Вследствие этого вращение вокруг β -оси в ходе образования главных складок не вызывает значительной переориентировки линейности, она только более приблизится к осевым плоскостям складок. Наибольшее значение в переориентировке линейности приобретает вращение вокруг c_k^2 -оси, выражающееся в формировании пояса, близкого к осевым плоскостям складок, и отсюда в удалении l^1 от a_k -оси как на крыльях, так и в перегибах вторых складок.

Если провести сравнение с развитием субстроения S^0 , то первоначально S^0 почти совпадает с точкой α (или осью x_1 соответствующей осям главных вторых складок), и вращение вокруг c_k^2 -оси должно создать предпосылочную концентрацию l^1 в районе осей x_4 и x_5 , отвечающих b_k^2 -осям, что наблюдается в действительности (рис. 21, г). Концентрация первых осей в этой области сдвигает, как отмечалось, максимум b -пересечений вправо.

В ходе дальнейших движений, видимым результатом которых являются мелкие складки, l^1 , удаленная от a_k^2 -оси, будет подвержена в значительно большей степени влиянию вращения вокруг β -оси. На участках с широким простираем это выразится в ее боковом рассеивании с возможным образованием пояса, траектория которого пойдет под большим углом ко второй осевой плоскости и пересечется с нею в точке, не отвечающей выходу a_k -оси. Наоборот, на участках с меридиональным простираем рассеивание будет значительно меньше. Отражением этой тенденции к образованию дополнительного поперечного пояса линейностей является сильное боковое рассеивание (рис. 21, г) некоторых замеров и образование поперечного пояса b' -пересечений (рис. 21, е). Ниже мы рассмотрим более яркие свидетельства существования поперечных поясов линейности.

Итак, в определенных геометрических взаимоотношениях первых и вторых осей при длительном развитии наложенной складчатости может возникнуть двупоясовое распределение деформированной линейности. Следовательно, существование двух поясов l^1 не является само по себе достаточным основанием для заключения о двух наложенных складчатостях. Они могут возникнуть и в ходе одной складчатости, выдержанной по ориентировке осей и деформирующей первоначально единую совокупность линейностей, т. е. в одном домене, гомогенном относительно l^1 и β^2 . Очевидно, что это является также и следствием трехмерного характера природной деформации.

Второе не менее важное заключение состоит в том, что в условиях трехмерной деформации пояса l^1 не сохраняют своей ориентировки во всем домене, гомогенном относительно осей наложенной складча-



тости, на протяжении всей деформации. Вместо единственного пояса деформированных первых осей в пределах домена образуется несколько поясов, различных для каждой части домена и меняющих свою ориентировку в ходе деформации.

Третье заключение состоит в том, что эти пояса не обязательно пересекаются с осевой плоскостью наложенной складки в точке выхода a_k -оси. Те из них, которые формируются сравнительно поздно (поперечные пояса), пересекаются с осевой плоскостью в точке, отстоящей от a_k -оси на угол, равный углу предшествующего вращения вокруг c_k -оси.

В общем учет трехмерности складчатости и конкретных взаимоотношений первых и вторых структур приводит нас к выводам, совершенно расходящимся с заключениями Вейсса и Рамсея. Но следует еще раз подчеркнуть, что в другой геологической, точнее геометрической, обстановке трехмерная складчатость может быть не отличима от двухмерной плоской деформации, и там их выводы сохраняют свою полную силу. Если же l^1 совпадает с β -осями, то никакая деформация вообще не изменит ее ориентировки.

Отсутствие минеральной линейности в связи со вторыми складками также, по-видимому, определяется тем обстоятельством, что ярко выраженная l^1 близка к a_k -оси и, следовательно, не только сохраняется, но может даже усиливаться в ходе образования главных вторых складок. В дальнейшем она опять оказывается совпадающей со вторыми осями, т. е. достаточно кинематически-активной, что затрудняет образование самостоятельной системы макроскопически заметной l^2 .

Поскольку геолого-структурные особенности рассматриваемого участка повторяются по крайней мере в северной половине участка оз. Корпанги—гора Шурловаара, а наиболее существенные из них идентичны с особенностями, устанавливаемыми во всей северной части района, результаты анализа структурных данных создают основу для объяснения существующего тектонического строения в пределах значительно больших площадей. В связи с этим в дальнейшем мы не будем повторять весь ход анализа и сосредоточим внимание лишь на тех особенностях, которые индивидуальны для каждого последующего участка и, следовательно, позволяют расширить, уточнить и более точно оценить сделанные выше заключения и предположения.

Северная половина участка оз. Корпанги—гора Шурловаара

Сравнение субстроений, образуемых $S^{0,1}$, S^2 , β и b_0^2 (рис. 22), с теми же субстроениями в пределах детального участка (рис. 21) указывает на полное их тождество. Тем самым сделанные выше выводы относятся и к этому участку.

Наибольший интерес представляет распределение l^1 , устанавливаемое по значительно более полным данным; l^1 рассеяна в значительно более широком ореоле, чем b_0^2 -оси, и область концентрации имеет весьма изо-

Рис. 22. Анализ структурных данных по северной половине участка оз. Корпанги—гора Шурловаара (без детального участка). Равноплощадная проекция. Нижняя полусфера.

a — полюса второй гнейсовидности и осевых плоскостей вторых складок, контуры 2—4—6—10—15%; b — β -пересечения второй гнейсовидности, 590 точек, контуры 1—4—7—10—13—16%; a' — ориентировка осей вторых складок, 45 замеров, контуры 1—2—3—4—5%; c — полюса слоистости, 130 полюсов, контуры 1—2—3—4—5%, 1—1 и 2—2 — полюса слоистости, π_1 и π_2 — центры поясов, m — плоскость симметрии узора главных компонентов максимумов I—III, пояс 2—2'; d — ориентировка ранней линейности, 111 замеров, контуры 0.75—2—5—7—9—11%, штриховых линий — траектории поясов деформированной линейности; e — деформация ранней линейности и определение положения a_k -оси (a') в обн. 93, β и a — оси наложенной складчатости по данным ориентировки β -пересечений, b^2 — ось второй складки, 1—9 — отдельные положения ранней линейности на поверхности второй складки.

метричные контуры. Максимум l^1 очень близок к максимуму b_c^2 -осей, но тем не менее отчетливо сдвинут к востоку. Угол между центрами максимумов составляет примерно 10° , указывая на степень близости их ориентировки. Как сводный результат существования пучка вполне равномерно распределенных поясов, пересекающихся в одной общей точке, на рис. 22, *д* проведены два взаимно поперечных главных пояса осей.

Один пояс этого пучка показан на рис. 22, *е*, графически изображаящем траекторию l^1 , изгибающейся вокруг перегиба изоклиальной второй складки шириной 2.5—3 м. Деформированная линейность располагается в одной плоскости, что свидетельствует об условиях деформации, отвечающих складчатости подобного типа. Вместе с тем эта плоскость имеет запад-северо-западное простирание, т. е. по своей ориентировке она сильно отклоняется от общего распределения l^1 .

Появление такого пояса l^1 не может быть объяснено, если исходить из обычной плоской модели развития складчатости подобного типа. Однако своим существованием он подтверждает сделанные выше заключения о характере деформации линейности в условиях трехмерной складчатости при первоначальной близости ее к a_x -оси. Такие пояса, как отмечалось, могут появиться на поздних стадиях деформации, сохраняющей высокую интенсивность (неоднородность) движений на участках, где S^0 почти нормальна к плоскостям движения. Всем этим условиям и отвечает описываемая мелкая складка, развившаяся на коротком, широтно вытянутом крыле более крупной складки.

Вследствие позднего образования таких частных поясов определяемая ориентировка a_x -оси не соответствует истинной. Точка a^1 на рис. 22, *е* сильно отклоняется от статистически устанавливаемого, общего для всего участка выхода a_x^2 -оси (рис. 22, *б*). Исходя из соответствия первоначального залегания S^0 первоначальному залеганию на детальном участке, можно легко определить по известному положению b_c^2 -оси общую величину вращения вокруг c_x -оси и тем самым получить истинную местную ориентировку a_x -оси. Результаты этой операции также нанесены на рис. 22, *е*. Полученная ориентировка a_x -оси, а значит, и β -оси оказывается хорошо согласованной со средней ориентировкой, установленной анализом β -пересечений.

Таким образом, поведение l^1 соответствует условиям трехмерной длительно развивавшейся складчатости подобного типа и подтверждает сделанные выше заключения относительно развития и характера субстроений линейности в условиях ее первоначальной близости к a_x -оси.

Южная половина участка оз. Корпанги—гора Шурловаара

В южной половине участка сохраняется ориентировка S^1 и β -оси второй складчатости (рис. 23), но приуроченность ее к области перегиба одной из главных синформных вторых складок накладывает яркий отпечаток на поведение реликтовых структурных элементов и ориентировку b_c^2 -осей.

Общее залегание (особенно простирание) S^0 оказывается весьма выдержанным и в то же время мало отклоненным от первоначального. Это находит свое отражение в субстроении S^0 (рис. 23, *б*), полюса которой при расположении в единой поясовой зоне отчетливо тяготеют к двум индивидуальным частичным поясам, отражающим залегание слабо искривленных крыльев первых складок. При этом внутренний пояс с главным максимумом полюсов отражает залегание длинных, а дополнительный периферический пояс — более крутых коротких крыльев N-образных первых складок. Слоистость главного максимума на рис. 23, *б* очень

близка к первоначальному залеганию S^0 на детальном участке, т. е. на всем участке оз. Корпанги—гора Шурловаара первые складки имели выдержанное направление.

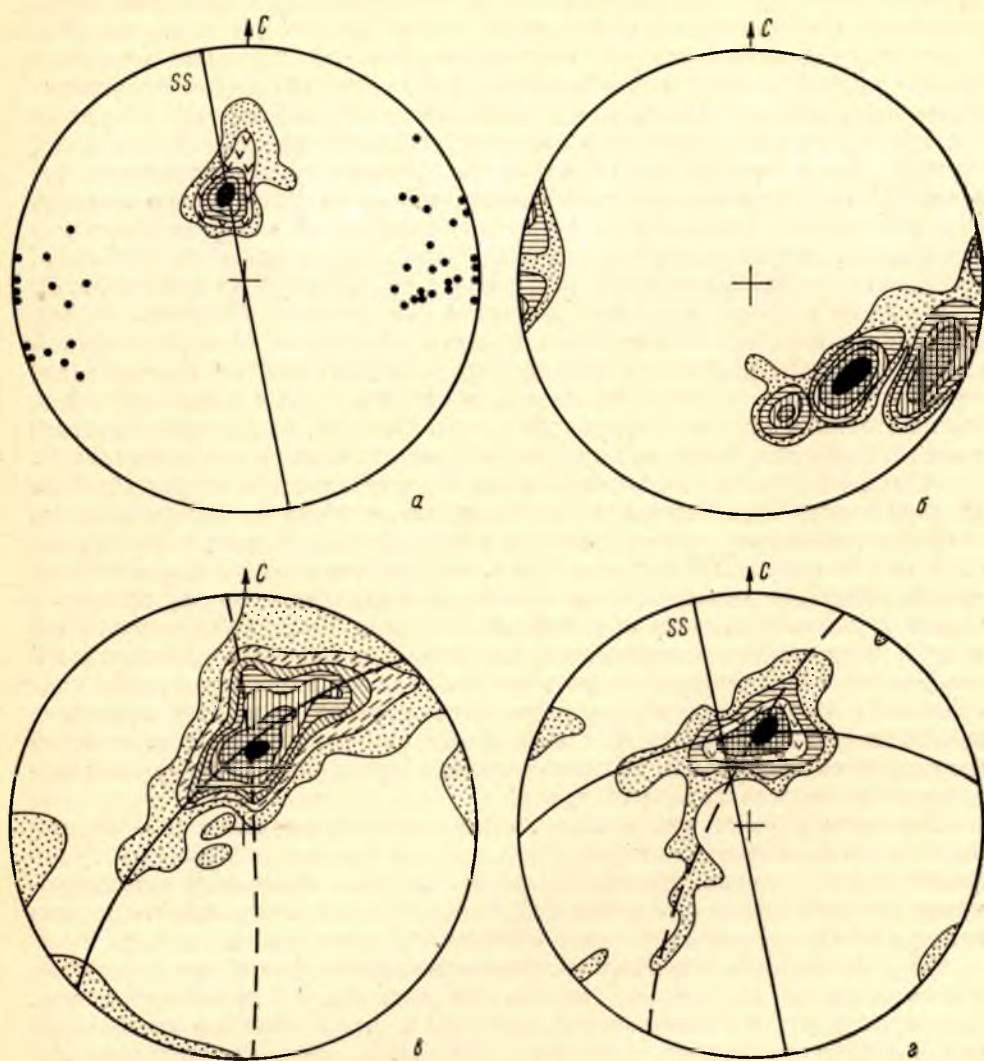


Рис. 23. Анализ структурных данных по южной половине участка оз. Корпанги—гора Шурловаара. Равноплощадная проекция. Нижняя полусфера.

а — полюса второй сланцеватости и гнейсовидности и осевые плоскости вторых складок (34 замера) совместно с линиями пересечения второй сланцеватости со слоистостью, 31 пересечение, оконтурено через 5—10—15—20—30%, максимум b^2 -осей на средней осевой плоскости SS ; *б* — полюса слоистости, 58 полюсов, контуры 3—4—5—6—10%; *в* — ориентировка взаимных пересечений плоскостей слоистости (b' -пересечений), 1355 точек, контуры 1—2—3—4—5—6—8%, двуполюсовое распределение, субмеридиональный пояс (355° , $СВ < 85^\circ$) близок к SS ; *г* — ориентировка ранней минеральной линейности, 45 замеров, контуры 2—5—7.5—10—12.5%, два пояса деформированной ранней линейности: субширотный (сплошная линия) и северо-восточный (штриховая линия), максимум линейности совпадает с b' -пересечениями и не совпадает с b^2 -осями; указано также положение SS и a^2 -оси.

На рис. 23, *г*, иллюстрирующем ориентировку l^1 , отчетливо устанавливаются два главных пояса осей, причем по сравнению с уже рассмотренными данными значительно лучше проявлен поперечный, широтно вытянутый пояс, образовавшийся на поздних стадиях деформации, и сама область распространения линейности заметно сужена и не изометрична,

как на рис. 22, *д*. Главный (ранний) пояс имеет северо-восточное простирание, и траектория его не совпадает с траекториями ранних поясов деформированной линейности северной половины участка. Максимум l^1 , кроме того, здесь располагается ближе к первоначальному залеганию, а плоскость поперечного пояса имеет более крутое падение. Эти особенности свидетельствуют о значительно меньшей величине геометрического вращения вокруг c_k -оси. Об этом же свидетельствуют и ориентировка b_c^2 -осей (рис. 23, *и*), максимум которых располагается ближе к a_k -оси, чем максимум b_c^2 -осей в северной половине участка (рис. 22, *е*). Однако, как и прежде, центр максимума минеральной линейности отклоняется от центра максимума b^2 -осей примерно на 10° к северо-востоку. Оба максимума, кроме того, лежат на траектории поперечного пояса линейности, причем центр максимума b^2 -осей, как и следовало ожидать, совпадает с линией пересечения этого пояса траекторией SS (рис. 23, *г*, *д*).

Меньшее влияние вращения вокруг c_k -оси можно объяснить исходя из приуроченности рассматриваемой части участка к перегибу главной второй складки. Действительно, в ходе складчатости S^0 мало меняет свое залегание, и геометрическая ось вращения вокруг c_k -оси постоянно располагается в $a_k c_k$ -плоскости около a_k -оси, а значит, и величина геометрического вращения будет все время значительно меньше кинематической.

Этим же могут быть объяснены и другие черты распределения l^1 . Хотя S^0 мало меняет свое залегание, это не значит, что она не деформирована, например, вращение вокруг c_k -оси не изменяет ориентировки плоскости, если она параллельна $a_k b_k$ -плоскости, но внутри этой плоскости будет сильно меняться ориентировка некоторой выбранной линии; примером может служить изменение ориентировки b_c^2 -осей. Точно так же вращение вокруг β -оси оставит без изменения ориентировку плоскости, совпадающей с $a_k c_k$ -плоскостью. Отсюда следует, что любая косая плоскость будет в ходе складчатости испытывать некоторое ограниченное пассивное вращение вокруг своего полюса. Из всех возможных положений косых плоскостей это вращение при прочих равных условиях будет наибольшим, если выбранная плоскость содержит a_k -ось.

В данном случае, как и ранее, S^0 в своем первоначальном залегании была почти параллельна второй a_k -оси, а l^1 представляет собой структурно фиксированную линию, принадлежащую S^0 . Таким образом, в ходе деформации при небольшом изменении залегания S^0 происходит сильное рассеивание линейности с образованием северо-восточного пояса.

Находит свое объяснение и меньшее отклонение l^1 от a_k -оси по сравнению с северной половиной участка. На рис. 22, *д* приведены замеры, сделанные в разных частях ряда складок, т. е. собранные в ряде субдоменов общего структурно-гомогенного домена. В каждом из них величина первоначального рассеивания l^1 будет различна, что при дальнейшем боковом поперечном рассеивании приведет к образованию системы поперечных поясов с одним простиранием, но разным падением. Общим результатом будет образование почти изометрической области разброса линейности. Наоборот, поперечный пояс на рис. 23, *г* формировался в пределах одного субдомена, так как рассматриваемая часть участка приурочена к перегибу одной главной второй складки.

Более слабое проявление эффектов наложенной складчатости в поведении структурных элементов приводит к иной роли b^1 -пересечений, чем это было установлено на детальном участке (и по всей северной половине участка оз. Корпанги—гора Шурловаара). На рис. 23, *е* обнаруживается один отчетливый северо-восточный пояс осей, несколько усложненный тенденцией к образованию второго северо-северо-западного пояса. Траектория главного пояса соответствует статистически среднему залеганию слоистости, а намечаемый второй пояс отражает, скорее всего, локальную

переориентировку S^0 на крыльях мелких, часто изоклиналильных вторых складок. Сравнение с рис. 23, z показывает, что максимум b^1 -пересечений и линия пересечения поясов совпадают с максимумом l^1 и не связаны с ориентировкой b^2 -осей. Здесь b^1 -пересечения, отражая ориентировку наиболее развитых осей складок, не могут отражать ориентировку главных осей вторых складок, хотя бы потому, что в одном субдомене таких данных нельзя получить, и, следовательно, отражают ориентировку первых осей. Мы видим, таким образом, как меняется значение статистических осей в зависимости от конкретной обстановки при сохранении общих особенностей, таких как ориентировка осей складчатости, первоначальное залегание реликтовых структурных элементов и интенсивность деформации.

Основные результаты анализа структурных данных. Характеристика разновозрастных деформаций северной части района

Анализ структурных данных по участку оз. Корпанги—гора Шурловаара позволяет дать следующую краткую характеристику разновозрастных структур.

Ранняя складчатость северо-восточного направления создала сжатые, почти изоклиналильные складки с крутыми осями, погружающимися в целом на север, и интенсивной минеральной линейностью, параллельной осям складок. Оси ранних складок близки к линии падения осевых плоскостей и, следовательно, образуют большой угол с простиранием смятых пород.

Ранние структуры были затем повторно смяты вдоль осей, полого погружающихся на юго-юго-восток, в сжатые изоклиналильные складки подобного типа с вертикальными осевыми плоскостями.

Видимым проявлением юго-юго-восточного погружения β -оси второй складчатости является общее уменьшение угла падения S^0 и S^1 на широтно вытянутых крыльях вторых складок. Это явление устанавливается по всей северной части района, и следовательно, β -оси повсеместно имеют юго-юго-восточное погружение. Угол погружения β -осей небольшой и заметное выполаживание происходит не столько из-за колебаний величины погружения β -оси, сколько в силу длительности деформации.

Синформные вторые складки, обращенные выпуклостью на юго-восток, соответствуют вторым синклиналиям. В рамках всей северной части района устанавливается два главных изгиба простираения: западный, обращенный выпуклостью на северо-запад, и восточный с выпуклостью на юго-восток. Эти изгибы могут быть теперь интерпретированы как главная антиклинальная и синклиналильная складки соответственно. Южная часть участка оз. Корпанги—гора Шурловаара приурочена к перегибу, а северная его часть — к восточному крылу последней. Обращает на себя внимание, что восточное крыло главной синклинали значительно больше переориентировано в меридиональное направление, чем западное крыло главной антиклинали, хотя, как установлено в ходе анализа, первоначальное простираение S^0 здесь было северо-восточным (СВ $30-35^\circ$). Это может быть объяснено только как отражение асимметричности наиболее крупных вторых складок из-за их расположения на западном крыле более крупной антиклинальной структуры.

Как отмечалось в главе I, в северной части района с запада на восток степень метаморфизма пород гимольской серии возрастает, в этом же направлении открытые параллельные вторые складки сменяются сжатыми складками подобного типа, а кливаж осевой плоскости — сланцеватостью и гнейсовидностью. Микроклиновые граниты также приурочены к восточной границе северной части района. Эти особенности находятся в соответствии с характером главных наложенных структур. Общее ослабление

второй складчатости с сопутствующими изменениями в степени метаморфизма наблюдается также и по направлению погружения β -осей, т. е. при движении в область более высокого структурного среза.

Яркой особенностью северной части района является совпадение первой B -линейности с осями вторых складок и резко асимметричный флексурный облик вторых складок. На примере участка оз. Корпанги—гора Шурловаара было показано, что эти черты тектонического строения вызваны несколькими причинами: трехмерностью наложенной складчатости, длительностью ее развития, средним значением угла встречи осевых плоскостей первых и вторых складок и близостью первой B -линейности к осевой плоскости и a_x^2 -оси наложенной складчатости. Этими же причинами объясняется своеобразие рисунка мелких вторых складок, развивавшихся на поздних стадиях деформации, и, по-видимому, отсутствие минеральной линейности, связанной со вторыми движениями. Вместе с тем региональный характер указанных особенностей свидетельствует о региональной выдержанности причин, вызвавших их появление.

Особенное внимание привлекает к себе поведение осей первых складок. Они повсеместно выдержанны и имеют одно и то же северо-восточное склонение, однако, будучи близкими к a_x^2 -оси, оси небольших первых складок и совпадающая с ними минеральная линейность оказываются почти параллельными линиям падения первых осевых плоскостей, и их направление образует большой угол с направлением смятых толщ и первых структур. Вследствие этого картируемые первые складки приближаются к типу «нейтральных» (Beily and McCallien, 1937). Это своеобразие первых складок выдвигает ряд вопросов относительно условий их формирования, взаимоотношений главных и мелких структурных осей и методов использования мелких картируемых складок для расшифровки общей структуры.

Анализ субстроений, образуемых линейностью, деформированной трехмерной длительно развивавшейся складчатостью подобного типа, приводит к следующим выводам о поведении деформированных линейных структур:

1. При определенных геометрических взаимоотношениях первых и вторых осей трехмерная деформация не может быть описана плоским двумерным преобразованием ориентировки.

2. В этих условиях в ходе деформации в рамках домена, статистически гомогенного относительно вторых β -осей и первой линейности, образуется система плоскостных поясов деформированной линейности, траектории которых не остаются постоянными в каждом из субдоменов, гомогенных также и относительно наблюдаемой ориентировки деформированных реликтовых S .

3. В каждом субдомене при достаточной длительности деформации образуются два взаимно поперечных пояса линейностей; предпочтительное образование каждого из них происходит на разных стадиях деформации, выдержанной по ориентировке своих осей.

4. Только линия пересечения более раннего пояса с осевой плоскостью наложенной складки совпадает с a_x^2 -осью. Линия пересечения второго пояса удалена от a_x^2 -оси на некоторый угол, величина которого в каждом субдомене различна.

Эти выводы расходятся с выводами, сделанными Вейссом и Рамсеем (Weiss, 1959; Ramsay, 1960) на основе рассмотрения плоской модели деформации скольжения и изучения природной деформации, видимые результаты которой в силу других геометрических взаимоотношений первых и вторых осей могут быть объяснены в рамках плоской модели.

В пределах месторождения вторые движения охватили главным образом широтную ветвь Костамукшской синклинали. Вторые складки развивались здесь в иных геометрических взаимоотношениях с ранними складками, чем в северной части района, и поэтому слабо изменили залегание пород, созданное в ходе первой складчатости. Тем не менее, сохраняя преемственность изложения, остановимся вначале на вторых складках.

Вторые складки

Интенсивность, стиль и ориентировка структурных элементов. Существование нескольких генераций складок постоянно устанавливается в обнажениях восточной части месторождения, где мелкие вторые складки представлены сжатыми изоклинальными формами и имеют характер подобных складок (рис. 6—8, 24—28). Узкая зона вторых движений устанавливается также в меридиональной ветви пород гимольской серии на условной границе центрального и северного участков (рис. 4).

Складки второй генерации и ассоциирующие с ними S^2 имеют довольно выдержанное восток-северо-восточное и широтное простирание и крутое северное и северо-западное падение осевых плоскостей. Таким образом, их направление резко отличается от северо-северо-западного, устанавливаемого в северной части района, и вторые складки находятся в иных геометрических взаимоотношениях с первыми складками. Их осевые плоскости почти параллельны первым осевым плоскостям.

Во многих обнажениях восточной части месторождения вторые складки являются доминирующими, и только внимательное изучение позволяет установить их наложенный характер по таким признакам, как деформация более ранней линейности, наличие двойных или аномальных складок, структур типа «замок в крыле» и «замок в замке». Некоторые примеры таких взаимоотношений приведены на рис. 6, 7, 25, 26, 28.

Прослеживание вторых складок с востока на запад показало, что они систематически меняют простирание осевых плоскостей, которое все более приближается к направлению первых складок, S^0 и S^1 . В крайних восточных обнажениях вторые складки имеют простирание осевых пло-



Рис. 24. Отпрепарированные перегибы вторых складок с деформированной ранней линейностью. Крайняя восточная часть южного участка. Вид с запада.

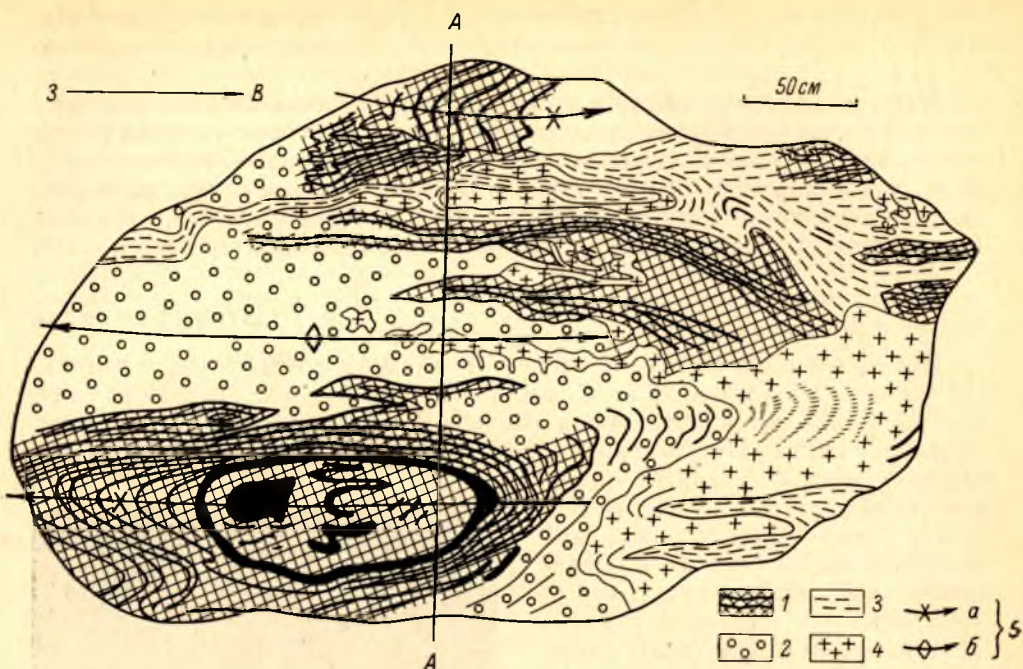


Рис. 25. Схематический план обнажения с крупными вторыми складками.

1 — железистый кварцит; 2 — гранатовый сланец; 3 — слюдястый сланец; 4 — плагиомикроклиновый гранит; 5 — след осевых поверхностей наложенных синклиналей (а) и антиклиналей (б). АА — линия разреза, отвечающего рис. 26.

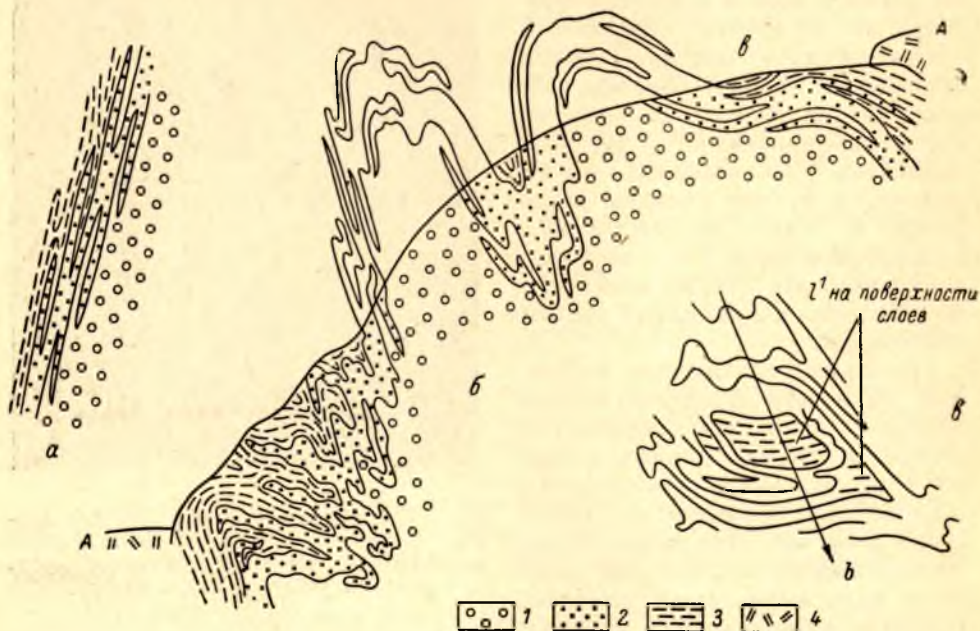


Рис. 26. Разрез и детали строения обнажения, общий план которого дан на рис. 25.

а — предполагаемое залегание пород после первой складчатости (оси складок почти параллельны плоскости рисунка); б — характер наложенных складок; в — схематический рисунок небольшого участка отпрепарированного ядра наложенной синклинали, иллюстрирующей взаимоотношения осей первых складок и минеральной линейности с осями наложенных складок (субмеридиональная траектория деформированных ранних линейностей в этом обнажении нанесена на рис. 29, е). 1 — гранатовый сланец; 2 — железистый кварцит; 3 — слюдястый сланец; 4 — четвертичные отложения.

скостей на СВ 60—70° (главный максимум на рис. 29, б), которое образует острый угол с широтным простираем первых складок. При движении к западу направление вторых складок в целом отклоняется к широтному, и у границы с разведенной частью месторождения (примерно в 3 км к востоку от поперечного изгиба) оно становится запад-северо-западным, параллельным S^0 и S^1 (дополнительный максимум на рис. 29, б).

С другой стороны, простираение осевых плоскостей варьирует даже в пределах одного обнажения при переходе складок из одних пород в дру-

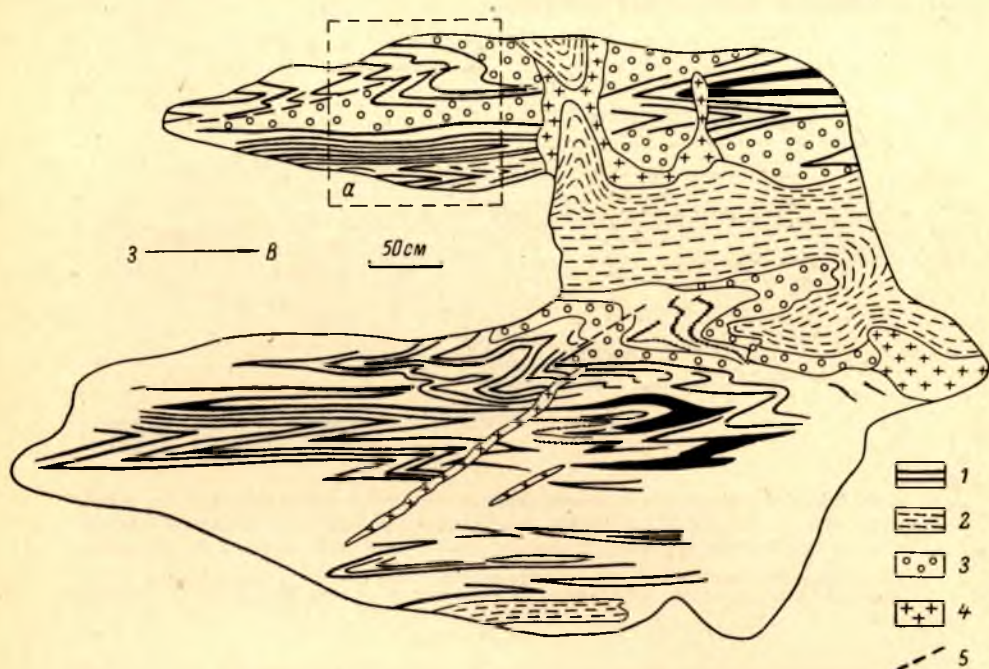


Рис. 27. Зарисовка обнажения железистых кварцитов и сланцев в центральной части южного участка. Характер вторых складок, осевые плоскости которых приспособляются к слоистости в железистых кварцитах.

1 — железистые кварциты; 2 — биотито-кварцевые гнейсо-сланцы; 3 — гранато-амфиболовые и гранатые массивные и грубополосчатые сланцы; 4 — межбужинный пегматит и аплитовая жилка; 5 — мелкий сдвиг; а — контур рис. 28.

гие. Обычно в слюдястых сланцах и магнетитовых кварцитах с их резкой и тонкой сланцеватостью и слоистостью осевые плоскости вторых складок согласны с направлением этих плоскостных структур, тогда как в переслаивающихся с ними грубослоистых гранато-амфиболовых сланцах и безрудных кварцитах вторые складки секут слоистость (рис. 28).

Общее приспособление направления вторых складок к направлению первых структур при движении на запад, скорее всего, связано с ослаблением интенсивности вторых движений, что подтверждается и другими данными. Так, при изучении керна скважин устанавливается постепенное исчезновение следов наложенных движений по мере приближения к центральному участку. В то же время, как показывает микроструктурное изучение, кварц и слюда заметно парекристаллизованы, и в их узоре запечатлены следы наложенной деформации. Об общем ослаблении вторых движений к западу свидетельствует также переход мелких вторых складок от подобных к параллельным и систематическое изменение степени переориентировки ранней линейности.

Существующие геометрические взаимоотношения осевых плоскостей вторых складок с общим залеганием слоистости, созданным в ходе предшествующей складчатости, определяют и форму мелких вторых складок, которые имеют либо симметричный характер, либо асимметричны с Z-образным рисунком (рис. 7, 27). Более крупные складки, шириной от 2 до 10 м, открытые и асимметричные. Их короткие крылья сильно уступают длинным, и сами складки выражаются флексуобразными изгибами и структурными террасами как простирания, так и падения пород, сохраняющими Z-образный рисунок.

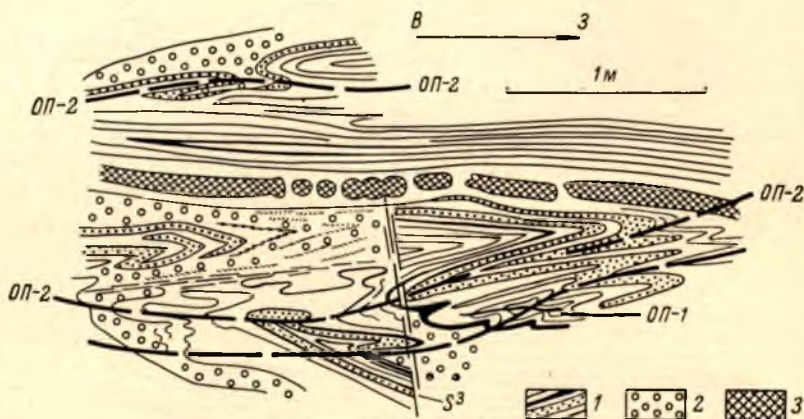


Рис. 28. Две генерации складок (северо-западная часть обнажения, план которого дан на рис. 27). Осевые поверхности наложенных складок (ОП-2) плавно изогнуты вследствие проявления движений третьей генерации.

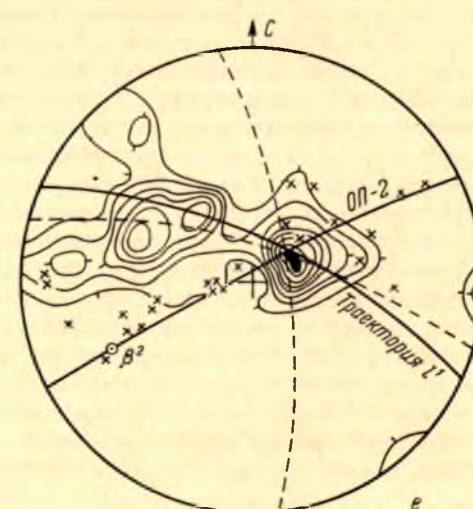
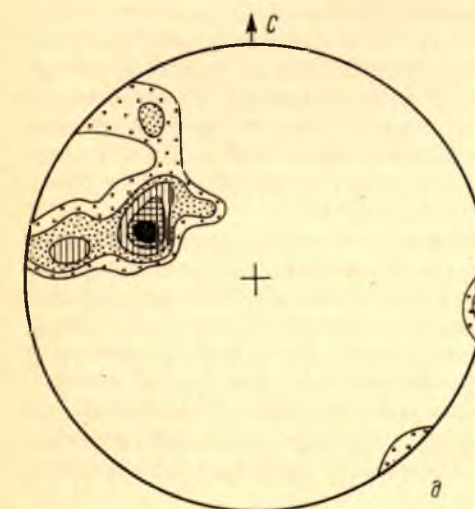
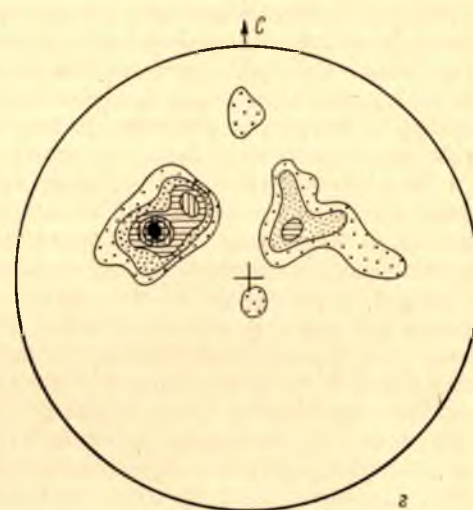
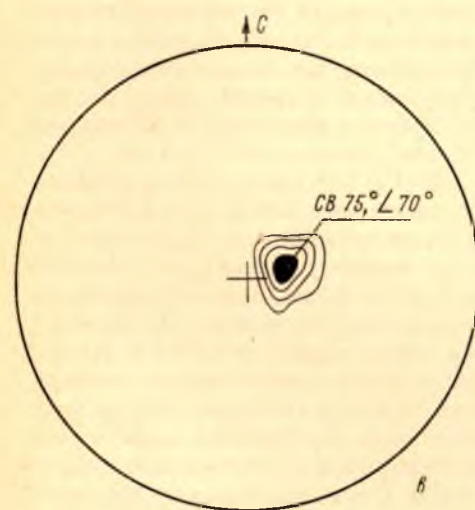
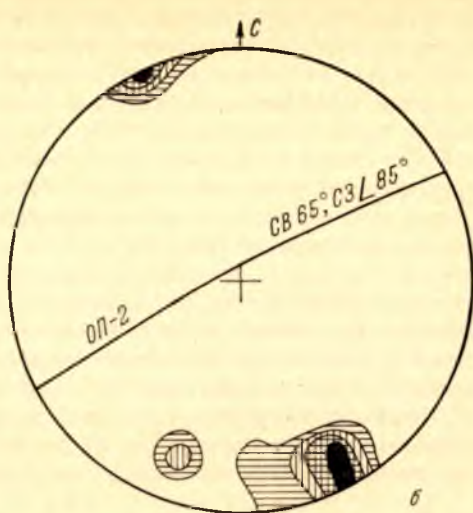
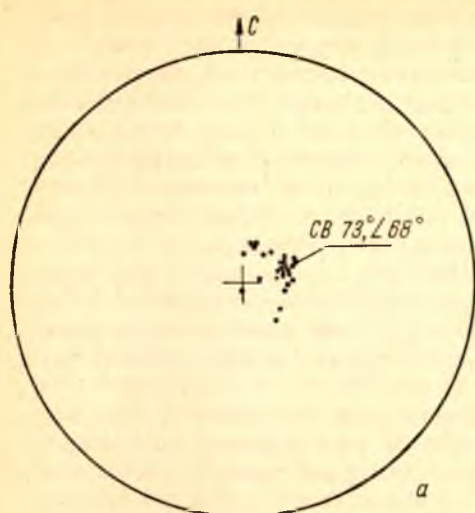
1 — железистые кварциты; 2 — гранато-амфиболовые сланцы и гранаты; 3 — бужинированный прослой гранатового амфиболита; S^3 — зона трещинного кливажа.

На южном участке месторождения, несмотря на иные геометрические взаимоотношения наложенных и более ранних структур, наблюдается такая же картина изменения формы наложенных складок, что и в северной части района. Симметричные мелкие складки не отвечают перегибам более крупных наложенных складок, а приурочены к одному из их крыльев, внешне выражаемому коротким крылом флексур и структурных терасс.

Поскольку залегание этих крыльев неодинаково, оси мелких вторых складок имеют разную ориентировку. Мелкие складки, осложняющие короткие крылья более крупных, имеют оси, полого погружающиеся на запад, тогда как оси мелких складок на длинных крыльях более крупных

Рис. 29. Ориентировка структурных элементов на территории месторождения. Равноплощадная проекция. Нижняя полусфера.

α — ориентировка ранней (минеральной) линейности на центральном участке; β — ориентировка полюсов и средняя осевая плоскость вторых складок, контуры 6—9—12—15% по 34 замерам; γ — ориентировка ранней (минеральной) линейности в западной части широтной ветви Костамукшской синклинали, 22 замера, контуры 5—10—20—30%; δ — ориентировка ранней (минеральной) линейности в центральной части широтной ветви Костамукшской синклинали, 63 замера, контуры 2—4—6—8—10—12%; θ — ориентировка ранней (минеральной) линейности в восточной части широтной ветви Костамукшской синклинали, 48 замеров, контуры 3—6—9—12—15%; ϵ — сводная диаграмма поведения структурных элементов в широтной ветви Костамукшской синклинали, контурами через 1—2—3—4—5—6—7—8% показано распределение 173 замеров ранней линейности, сплошными линиями — средняя осевая плоскость вторых складок (ОП-2) и общая траектория пояса деформированной ранней линейности (траектория l'), крестиками — ориентировка осей мелких вторых складок, β^2 — ось второй складчатости, штрихами — две индивидуальные траектории деформированной линейности: субмеридиональная относится к линейности, изгибающейся вокруг перегиба мелкой второй складки в средней части широтной ветви Костамукшской синклинали, а запад-северо-западная — к линейности в крайней восточной части синклинали.



имеют часто крутое северо-восточное погружение. В итоге устанавливается, что ориентировка осей мелких складок и их форма определяется, с одной стороны, геометрическими взаимоотношениями реликтовых (унаследованных) и наложенных структурных элементов, а с другой — тем или иным приспособлением наложенных плоскостных элементов к ориентировке более ранних плоскостей. Оба этих фактора приводят к тому, что рисунок мелких вторых складок не может быть непосредственно использован для определения характера общей структуры, а оси их не отвечают ориентировке оси складчатости и разбросаны в поясе вдоль среднего положения осевых плоскостей (рис. 29, е). Как и в северной части района, образование вторых складок не сопровождалось развитием макроскопической минеральной линейности, параллельной их осям или оси наложенной складчатости. Отсутствие второй генерации минеральной линейности особенно ярко проявляется на фоне широко проявленного искривления ранней минеральной линейности.

Вторые движения сопровождались внедрением гранитов, преимущественно микроклиновых. В то же время в ряде случаев маломощные аплитовые жилки являются секущими и отчетливо посттектоническими.

Оси складчатости. Главные складки. Приспособляемость S^2 к ориентировке S^0 и S^1 делает невозможным использование анализа β -пересечений для установления положения оси второй складчатости. Однако геометрические условия развития наложенной складчатости, состоящие в небольшой величине угла между осевыми плоскостями разновозрастных складок и в большой величине угла l^1 с простираем вторых складок, вызывают широко проявленную деформацию l^1 , их искривление вокруг перегибов вторых складок.

Изучение траекторий деформированной l^1 в индивидуальных обнажениях показало, что они неизменно имеют плоскостной характер, и, следовательно, наложенная складчатость отвечает условиям деформации посредством неоднородного скольжения по системе S , секущих S^0 . Эти местные траектории в то же время не остаются неизменными и в направлении с запада на восток меняют свое залегание от почти меридионального с крутым юго-восточным падением на северо-западное с северо-восточным падением, все более приближаясь к положению вторых осевых плоскостей. Вместе с тем индивидуальные траектории пересекаются друг с другом и со средним положением вторых осевых плоскостей в одной точке, что свидетельствует о выдержанности ориентировки a_{κ}^2 -оси и первоначального залегания l^1 , а также о параллельности l^1 в ее первоначальном залегании ориентировке a_{κ}^2 -оси.

На рис. 29, в представлена ориентировка линейности в крайних западных обнажениях широтной ветви Костамукшской синклинали на границе с разведанной частью месторождения; как видно, l^1 здесь имеет очень выдержанную ориентировку, одинаковую с ориентировкой l^1 небольшой группы обнажений в северной части центрального участка месторождения (рис. 29, а). Такая же ориентировка наблюдается в центральной части месторождения. Таким образом, можно принять, что на рис. 29, в представлена первоначальная ориентировка линейности.

На рис. 33, г, д дана ориентировка линейности в центральных и крайних восточных обнажениях широтной ветви Костамукшской синклинали. Сопоставление показывает, что к востоку l^1 при всех местных колебаниях испытывает систематически возрастающее отклонение от первоначальной ориентировки. На сводной диаграмме (рис. 29, е) все замеры достаточно хорошо соответствуют одному поясу, плоскость которого имеет северо-западное простираение и крутое северо-восточное падение. Следовательно, общая траектория деформированных l^1 также отвечает условиям складчатости подобного типа, и, что особенно интересно, линия ее пересечения

со средней второй осевой плоскостью, т. е. среднее положение a_k^2 -оси, отвечает первоначальной ориентировке линейности (центру на рис. 29, а, в).

Существование пучка индивидуальных траекторий деформированной линейности, не параллельных общей статистически средней траектории, свидетельствует о трехмерности преобразования первоначальной ориентировки, которое в условиях совпадения l^1 с a_k^2 -осью при малом угле между разновозрастными осевыми плоскостями проявляется во вращении индивидуальных траекторий. С увеличением степени переориентировки линейности индивидуальные траектории приближаются к общей.

Из этого краткого рассмотрения следует два весьма важных заключения:

1. Первоначальная ориентировка l^1 и осей мелких первых складок статистически совпадает с a_k^2 -осью; т. е. отношение ранней линейности к осям наложенной складчатости оказывается идентичным с установленным в северной части района. Учитывая, что направление как первых, так и вторых складок на южном участке месторождения и их геометрические взаимоотношения между собой сильно отличаются от таковых в северной части района, этот факт свидетельствует о связи и родстве разновозрастных систем складок.

2. β -Ось наложенной складчатости полого ($10-15^\circ$) погружается на запад-юго-запад к центру месторождения. Следовательно, при движении от центра к флангам месторождения обнажаются все более глубокие структурные уровни наложенных складок.

Изученные обнажения южного участка месторождения располагаются узкой цепочкой вдоль простирания пород гимольской серии в осевой части их развития, поэтому полученных данных недостаточно для установления вторых складок, размеры которых превышают первые десятки метров. Однако изучение распределения l^1 позволяет сделать заключение о характере общей наложенной структуры. Как отметил Рамсей (Ramsay, 1960), в условиях наложенной складчатости подобного типа величина угла между l^1 и β^2 -осью не остается постоянной и уменьшается в перегибах наложенных складок. Он также отметил, что иногда встречается и обратное изменение этого угла. Анализ возможных ситуаций наложения показывает, что первые взаимоотношения будут наблюдаться во всех тех случаях, когда l^1 в недеформированном залегании образует большой, около 90° , угол со второй β -осью, причем при большом угле между первыми и вторыми осевыми плоскостями деформируемая линейность должна располагаться близко к a_k^2 -оси второй складчатости (обстановка, изученная Рамсеем), а при малом угле между осевыми плоскостями l^1 неизбежно должна быть близка к a_k^2 -оси, что соответствует рассматриваемым условиям.

В направлении с запада на восток l^1 все более приближается к β -оси второй складчатости. В этом направлении, следовательно, мы приближаемся к перегибу крупной наложенной складки. Вместе с тем при данной первоначальной ориентировке линейности (рис. 29, а, в) залегание l^1 должно соответствовать присводовой части складки (рис. 29, е), а направление изменения — движению от северного крыла антиклинали к перегибу. Таким образом, породы гимольской серии на южном участке месторождения, точнее в восточной его половине, структурно приурочены к северному крылу общей антиклинальной структуры, возникшей в ходе вторых движений. Поскольку полная ширина этого крыла не может быть прослежена, размеры этой складки можно оценить лишь предположительно, однако ширина ее не менее километра. Эта главная антиклинальная складка представлена плавным изгибом простираания S^0 (рис. 1, и). В ее присводовой части простираание S^0 запад-северо-западное, а падение несколько более пологое, чем обычно, и составляет $50-60^\circ$. Такое видимое выражение

этой складки находится в соответствии с характером мелких вторых складок и представляет собой сильно редуцированный Z-образный рисунок.

На основании вышеизложенного можно сделать следующие выводы:

1. Интенсивность проявления вторых движений, ослабевающая с востока на запад, находится в связи с ориентировкой β -оси наложенной складчатости и характером главных складок. Исчезновение следов наложенной складчатости происходит по мере движения к более высоким структурным уровням.

2. Вторые складки, имеющие на южном участке месторождения совершенно другое направление, чем в северной части района, и находящиеся в иных геометрических взаимоотношениях с первыми складками, в то же время имеют прежние характеристики. Они образовались в результате складчатости подобного типа с пологой β -осью и, как и в северной части района, определенным образом связаны с первыми структурами, ибо здесь также оси мелких первых складок были параллельны a^2_{β} -оси. Как и в северной части района, образование вторых складок не сопровождалось образованием минеральной линейности, параллельной их осям или β -оси наложенной складчатости, и минеральная линейность является существенно ранней структурой. Формирование вторых складок сопровождалось также внедрением гранитов, главным образом микроклиновых, и прогрессивным метаморфизмом деформируемых пород.

3. Сопоставление данных по северной части района и широтной ветви Костамукшской синклинали показывает, что центральная часть месторождения находится в области наиболее высокого структурного уровня наложенных складок. Тем самым можно объяснить отсутствие в пределах большей (разведанной) части месторождения микроклиновых гранитов, связанных со второй складчатостью, и частично более слабую степень метаморфизма с ее усилением к флангам месторождения.

4. Синкинематический метаморфизм пород гимольской серии центральной части месторождения в основном связан с первой, главной складчатостью, что имеет большое значение для изучения процессов метаморфизма.

Первые складки

Мелкие структуры. Многочисленными наблюдениями по керну скважин и наблюдениями по отдельным обнажениям на территории месторождения и выходам зеленокаменных пород непосредственно к западу от него устанавливается, что линейность всюду имеет крутое погружение, близкое к линии падения сланцеватости и отклоняющееся от него на угол $5-15^\circ$, изредка угол склонения достигает 30° .¹ Учитывая, что плоскостные структуры имеют крутое падение, линейность неизменно оказывается крутой, почти вертикальной (рис. 22, а, в, 30, 31). В скважинах и обнажениях были отмечены случаи перехода линейности от одного направления склонения в другое. Этот переход всегда осуществляется через промежуточное совпадение линейности с линией падения. Особенно характерен такой переход для области поперечного изгиба, к северу от которого в меридиональной ветви линейность отклоняется от линии падения к северу, а в широтной ветви — к востоку.

При крутом погружении линейность неизменно является параллельной осям мелких складок и линиям пересечения сланцеватости и слоистости

¹ В характеристике залегания линейности необходимо различать погружение — направление и величина угла наклона линейности к горизонту, измеряемого в вертикальной плоскости; склонение — направление и величина угла между линией падения S и линейностью. Эти термины соответствуют терминам *plunge* и *pitch* английских авторов (Clark and McIntyre, 1951).

(рис. 16, 31). Длинные оси будин, стержневидные жильные выполнения также совпадают с ней, а деформированные обломки (гальки) внутрифор-



Рис. 30. Ранняя минеральная линейность в подрудных амфиболовых сланцах южного крыла Костамукшской синклинали. Стенка обнажения параллельна слоистости и имеет широтное простирание с крутым северным падением. Вид с севера.

мационных конгломератов имеют длинные оси, вытянутые вдоль линейности и резко превосходящие по длине средние оси (Лазарев, 1966; рис. 1). Взаимная параллельность многообразных типов линейных структур приводит к тому, что обычно линейность является наиболее ярким и четко наблюдаемым структурным элементом, и другие элементы не затушевываются, а только подчеркивают ее. Одновременное развитие нескольких типов линейности нередко обуславливает исчезновение плоскостей сланцеватости, а иногда и слоистости, и единственной наблюдаемой особенностью строения пород остается линейный кливаж и стержневидная делимость. Оси вращения порфиروبласт граната, альбита и других минералов, равно как и оси вращения разбитых на отдельные фрагменты кварцевых слоев, залегающих в слюдистом цементе (рис. 15) в безрудных кварцитах также параллельны макроскопической линейности. Все это вместе взятое свидетельствует о принадлежности линейных структур к категории В-линейности — линейности вращения.

Такая линейность, как известно, свидетельствует о высокой интенсивности деформации и высокой неоднородности движений. Форма же деформированных обломков метасадочных пород позволяет оценить степень деформации. Она изучалась в кернах, и поэтому отношения диаметров могут быть измерены лишь в сравнительно мелких обломках, средний диаметр которых обычно не более 1 см. Полученные относительные раз-

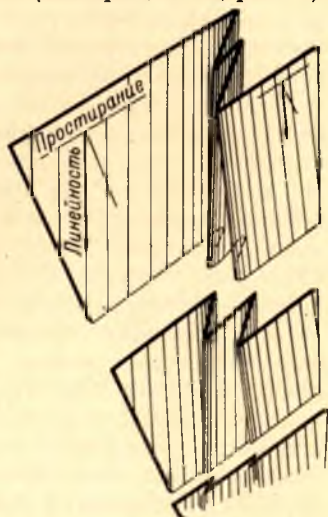


Рис. 31. Обобщенная форма недеформированных мелких складок в центральной части месторождения и характер взаимоотношения их осей и осевых поверхностей с залеганием слоистости и минеральной линейностью.

меры диаметров можно выразить отношением $(15-25) : (3-5) : 1$, которое даже при минимальных значениях указывает на почти четырехкратное удлинение главного диаметра. Величина растяжения вдоль линейности оказывается столь большой, что трудно допустить, что она является следствием только раскатывания материала вдоль оси, нормальной к направлению дифференциальных движений, тем более, что во всех породах S° хорошо сохраняется. Очевидно, для объяснения такой величины растяжения необходимо допустить перемещение вдоль осей мелких складок.

Мелкие складки шириной до 20 см обладают всеми особенностями, присущими «складкам волочения». Для них характерно то или иное увеличение мощности слоев в замках и на коротких крыльях, а также развитие в замковых частях явлений, вызванных местным пластическим течением материала. Последние, в частности, свойственны резко гетерогенным породам, например безрудным гронерито-биотитовым кварцитам, где в замках мелких складок тонкие кварцевые слои очень прихотливо изогнуты, когда они располагаются внутри мощного слюдяного слоя, заключенного между мощными, ровно изогнутыми кварцевыми слоями. В более однородных породах дисгармоничное смятие сопровождается образованием смещений и разрывов (рис. 15, б). Однако наиболее существенной чертой мелких складок является часто наблюдаемая невыдержанность их поперечного профиля. В керне, где длина складок вдоль оси обычно не превышает 10 см, форма их поперечного профиля тем не менее претерпевает заметные изменения вплоть до полного исчезновения складки. Эта особенность, по всей вероятности, свидетельствует о развитии конических форм (рис. 31).

Ранняя складчатость создала складки всех промежуточных размеров от наименьших шириной 1—2 см до наиболее крупных. Изучение ритмичной слоистости свидетельствует о существовании складок шириной от первых метров до 100 м (рис. 5). Более крупные складки, в том числе и общая структура месторождения, устанавливаются на основании изучения всей совокупности геологических данных.

Главные складки. Вопрос о характере общей структуры месторождения в течение долгого времени оставался дискуссионным и наряду с представлением о моноклиальной структуре, выдвинутом П. А. Гурвич и С. И. Эвенчик (1953 г.) с самого начала изучения месторождения, существовали взгляды об общем сложноскладчатом строении, антиклинальном (К. К. Судиславлев, 1947 г.) и синклинальном (Кратц, 1955, 1963; Чернов, 1959; Кратц, Нумерова, 1957; Кратц, Чернов, 1963; Чернов, Стенарь, 1960).

При изучении Костамукшского месторождения в 1959—1961 гг. были получены новые данные, подтверждающие последнюю точку зрения (Робонен, Коросов, 1966; Чернов, 1964), так что в настоящее время представление об общей синклинальной структуре месторождения можно считать вполне обоснованным. Эта синклинальная складка второго порядка получила название Костамукшской синклинали. Линейный характер этой складки дополняется почти изоклинальным залеганием крыльев, опрокинутых в целом на юго-запад. Падение слоистости в северо-восточном крыле синклинали либо почти такое же, как в юго-западном крыле (на флангах месторождения), либо более крутое, в среднем на $10-20^\circ$, местами и больше. Различие в падении крыльев и их схождение под очень острым углом к флангам месторождения приводят к тому, что ось Костамукшской синклинали, определяемая как линия пересечения средних залеганий плоскостей слоистости на разных крыльях, имеет пологое, в среднем $10-15^\circ$, погружение к центру месторождения.

Наиболее яркой особенностью Костамукшской синклинали является дугообразное изгибание ее направления с широтного на меридиональное,

которое в плане выступает как крупная поперечная складка северо-восточного направления с характерным увеличением мощности в замковой части и выпячиванием, оттягиванием на юго-запад пород, залегающих на внешней стороне образованной ею дуги. Интересно, что степень опрокидывания более пологого юго-западного крыла в целом увеличивается к перегибу поперечной складки и за счет этого, по-видимому, формируется выступ на внешней стороне дуги в перегибе поперечной складки.

Увеличение степени опрокидывания и выполаживание слоистости к перегибу поперечной складки позволяет предполагать, что ось поперечной складки погружается на юго-запад, и сама она выступает как антиклиналь, что согласуется с заключением К. К. Судиславлева (1947 г.).

Наблюдения в керне скважин и в тех немногих обнажениях, которые имеются в центральной части месторождения, не дают оснований рассматривать поперечную антиклиналь как наложенную складку. Хотя размер ее сопоставим с размером Костамукшской синклинали и принадлежит она к складкам подобного типа, в области перегиба отсутствует наложенный кливаж или сланцеватость северо-восточного направления, не обнаружены и мелкие складки этого направления, деформирующие более ранние. Таким образом, формирование поперечной антиклинали может рассматриваться как одновременное с образованием продольной Костамукшской синклинали. С другой стороны, существование тесной связи между поперечным изгибом и изменениями величины и направления опрокидывания крыльев Костамукшской синклинали, а также изменениями в склонении линейности является подтверждением и необходимым следствием одновременного формирования как продольных, так и поперечных структур.

Итак, в ходе первой складчатости местами происходило одновременное образование главных продольных и поперечных структур, сравнимых по своим размерам и интенсивности деформации. Этим объясняются существующие особенности строения месторождения. Вместе с тем это свидетельствует о сложном плане тектонических движений в ходе первой складчатости.

ВЫВОДЫ

1. В ходе первой складчатости местами происходило одновременное формирование главных продольных и поперечных складок с взаимонормальными осями и большим углом осевых плоскостей. Существование ассоциации продольных и поперечных структур свидетельствует о сложном плане движений при деформации и определяет общую орторомбическую симметрию тектонического мегастроения.

2. Степень деформации пород является очень высокой и, скорее всего, превышает 400%.

3. В отличие от главных структур мелкие складки образуют единую систему. Осевые плоскости их систематически меняют свое направление и параллельны наиболее резко выраженной главной продольной синклинальной складке, тогда как их оси параллельны с осевой плоскостью поперечной складки. Другими словами, мелкие складки оказываются принадлежащими одновременно обоим системам главных складок.

4. Оси мелких складок и совпадающая с ними резкая минеральная линейность имеют крутое погружение и нормальны к осям главных складок.

5. Симметрия строения, образуемого осями и осевыми плоскостями мелких складок, оказывается отчетливо моноклинной, а возможный конический характер мелких складок обуславливает вероятную принадлежность макростроения к низшему, осевому виду моноклинной симметрии.

6. Выступая как оси внешнего и внутреннего вращения (*В*-линейность), оси мелких складок в то же время представляют собой главное направление растяжения материала, которое, возможно, вызвано прямым растягиванием, перемещением вдоль их осей.

7. В противовес поведению оси главной продольной складки (Костамукшской синклинали) ориентировка осей мелких складок является выдержанной и не зависит от изменения условий залегания пород.

8. Орторомбичность тектонического мегастроения и в то же время моноклиный характер мелких складок резко отличаются рассматриваемую обстановку от обычно постулируемого совпадения симметрий, образуемых тектоническими элементами разного масштаба. При рассмотрении результатов микроструктурного анализа мы увидим, что ориентировка минералов, особенно тех, которые представляют собой продукт синкинематической кристаллизации (слюды, амфиболы) или главной стадии перекристаллизации (определенные разновидности кварца), обладает орторомбической симметрией. Другими словами, несовпадение симметрии прослеживается и в микростроении.

Выявление возможных условий возникновения этих необычных особенностей позволяет сделать дальнейший шаг по пути использования мелких складок «нейтрального» типа для расшифровки главных тектонических структур; определить общие особенности тектонической деформации; объяснить те или иные конкретные детали тектонитового макро- и микростроения. Кроме того, взаимно нормальные отношения между *В*-линейностью и осями главных складок и несовпадение симметрий тектонитовых строений разных масштабов характеризуют обстановку, несовместимую с основными предпосылками, лежащими в основе развитой Зандером системы интерпретации структурных данных. Эти предпосылки состоят в постулировании взаимно параллельной ориентировки тектонических осей и совпадения симметрии строений, образуемых тектоническими элементами разного масштаба. Очевидно, что противоположность основных условий, для которых разработаны принципы интерпретации, наблюдаемым ставит вопрос об их общей и конкретной применимости, тем самым затрагивая область теоретической структурной петрологии.

Итак, особенности первых тектонических структур представляют интерес по следующим трем направлениям:

1. Для расшифровки общих условий деформации и метаморфизма в рассматриваемом районе.

2. Для использования нейтральных складок в изучении тектонических структур, т. е. в части разработки методов структурного картирования.

3. Для выяснения их отношения к существующим методам интерпретации строений тектонитов.

Центральное место среди всех вопросов, возникающих в связи с характером первых структур, имеет в сущности выяснение тех условий, которые достаточны и необходимы для формирования в ходе одной складчатости *В*-линейности, нормальной к главным тектоническим осям, или, иначе говоря, выяснение происхождения крутой *В*-линейности, как мы ее будем называть в дальнейшем.

О происхождении крутой *B*-линейности

Очевидно, что проблема крутой *B*-линейности состоит в объяснении взаимной перпендикулярности b_c -осей разного масштаба и в совпадении минеральной линейности именно с местными, мелкомасштабными осями. Естественно, что в свете данных, изложенных в предыдущей главе, мы не должны выходить за рамки единой деформации и принимать во внимание влияние наложенных деформаций, в ходе которых часто развиваются взаимно перпендикулярные взаимоотношения b_c -осей разных генераций или разнопорядковых b_c -осей одной генерации. Следует заметить также, что оси мелких наложенных складок, не совпадая с кинематическими осями вращения, могут не соответствовать оси симметрии микростроения, и поэтому сходство с крутой *B*-линейностью является внешним и ограничивается, как правило, только взаимной перпендикулярностью b_c -осей.

Крутая *B*-линейность не является специфически свойственной только району Костамукшского месторождения и широко развита как в ранних карелидах Карелии, так и в гнейсах кольской серии. Многочисленные исследования самых различных районов мира показали, что крутая *B*-линейность регионально развита в складчатых сооружениях разного возраста, но неизменно приурочена к наиболее глубоким вскрытым структурным уровням орогенических цепей: ранний докембрий Балтийского и Канадского щитов, Африки (Hietanen, 1938; Судовиков, 1954; Johnson, 1954; Kranck, 1960; Suggerson et al., 1960, и др.), каледониды Норвегии и Шотландии (Vogt, 1952; Strand, 1944; Kvale, 1953; Anderson, 1948; Oftedahl, 1948), дотриасовые формации Альп (Schmidegg, 1937), докембрий Колорадо (Boyer, 1962).

В некоторых случаях был прослежен переход от обычной пологой к крутой *B*-линейности, идущий параллельно с увеличением степени метаморфизма, мигматизации и роли гранитных интрузий (Moench et al., 1962; Hietanen, 1961; Knill and Knill, 1961). Вследствие регионального развития крутой *B*-линейности в ряде сложноскладчатых областей, особенно докембрийских, выяснение условий ее формирования имеет большое значение для изучения глубинной деформации. С другой стороны, выяснение происхождения крутой *B*-линейности позволяет оценить ее кинематическое значение и объяснить особенности ориентировки метаморфических минералов, которые не менее своеобразны, чем особенности макростроения (см. гл. V). Тем самым могут быть выяснены многие условия, в которых развивались процессы метаморфизма.

КИНЕМАТИЧЕСКОЕ ЗНАЧЕНИЕ КРУТОЙ *B*-ЛИНЕЙНОСТИ

Как особый и самостоятельный тип линейных структур, крутая *B*-линейность была выделена Б. Зандером (Sander, 1934), однако внимание к этой проблеме было привлечено только в результате работы Андерсона (An-

derson, 1948), который на основании геологических данных интерпретировал ее как параллельную региональной a_k -оси или направлению тектонических движений. Такое заключение оказалось резко противоречащим принципам, лежащим в основе интерпретации структурных данных (Sander, 1930, 1948).

Из аргументов симметрии (правило Зандера) следует, что B -линейность, которая является осью внутреннего и внешнего вращения, не может быть параллельной невращательной a_k -оси, представляющей собой ось чистых трансляций и поступательного перемещения материала. По-видимому, только убежденность Андерсона в приоритете геологических данных побудила его выдвинуть такую интерпретацию и поставить под сомнение правило Зандера. Но это привело его и к отрицанию универсальной роли аргументов симметрии в структурной петрологии.

Следовательно, уже первая попытка объяснения крутой B -линейности затронула фундаментальные основы структурной петрологии.

В дальнейшем происхождение крутой B -линейности в аспекте ее кинематической интерпретации неоднократно обсуждалось, и в ходе дискуссии все исследователи заняли две противоположные позиции. Одни из них вслед за Андерсоном интерпретируют крутую B -линейность как параллельную a_k -оси (Clifford, 1957; Johnson, 1954; Kranck, 1960; Kvale, 1953; Oftedahl, 1948) и в той или иной мере (особенно Kvale) ставят под сомнение значение правила Зандера. Другие, в том числе Б. Зандер и Ф. Дж. Тернер, рассматривают крутую B -линейность как нормальную к a_k -оси и, следовательно, кинематически идентичную с обычной B -линейностью. Отличие от нее состоит только в другой пространственной ориентировке осей плана движений на глубоких структурных уровнях, где вследствие большой нагрузки материал не может двигаться вверх и «горизонтальные движения вдоль оси орогена становятся преобладающими» (Turner, 1957). Это объяснение базируется на правиле Зандера, и сторонники его защищают не только правомерность, но и необходимость широкого использования аргументов симметрии в структурном анализе.

Хотя обе точки зрения берут за основу реальные факты и закономерности, они взаимно исключают друг друга и не разрешают в конечном счете проблемы, ибо вступают в противоречие с другими реальными фактами и закономерностями. Авторы, придерживающиеся первого объяснения, геологически наиболее естественного, не могут привести его в соответствии с теоретическими основами структурного анализа и отрицают их, хотя последние оказываются хорошо применимыми к весьма широкому кругу как экспериментальных, так и природных структурных данных. Сторонники второй точки зрения, защищая и отстаивая использование аргументов симметрии (правило Зандера) в качестве теоретической основы всей структурной петрологии, также не могут выйти из противоречия с этой основой, ибо при корреляции B -линейности с b_k -осью оси главных складок оказываются параллельными a_k -оси и противоречие фактически остается неразрешенным, так как правило Зандера одинаково запрещает параллельность с a_k -осью как главных, так и местных b_c -осей.

Из этого обзора видно, что проблема происхождения крутой B -линейности далека от своего решения, хотя и затронута неизбежность теоретических основ структурной петрологии. В этой связи представляется не случайным, что в своей последней сводке по структурному анализу Ф. Дж. Тернер и Л. Е. Вейсс (Turner and Weiss, 1963) обходят не только вопрос о крутой B -линейности, которому в этой весьма обстоятельной работе уделено ровно две строчки, но и в целом признают за линейными структурами только описательное, а не генетическое и кинематическое значение. Хотя такой путь не является приемлемым, вместе с тем нельзя не отметить трудности проблемы, одной из возможных причин нерешен-

ности которой может быть недостаточность существующих теоретических предпосылок. Вследствие этого необходимо кратко рассмотреть значение положений и аргументов симметрии как исходной предпосылки интерпретации структурных данных.

АРГУМЕНТЫ СИММЕТРИИ И ПРАВИЛО ЗАНДЕРА

Б. Зандер был первым, кто понял значение симметрии для структурной петрологии и поставил аргументы симметрии во главу угла при интерпретации структурных данных. Он исходил из того, что в симметрии явления, в обобщенной (геометрически представляемой в виде некоторой конфигурации) совокупности всех его свойств, отражается и закрепляется симметрия того процесса или общая симметрия тех процессов, которые ответственны за возникновение данного явления. Из этого следует, что «симметрия структуры тектонитов отражает симметрию плана движений при деформации» (Тёрнер, Ферхуген, 1961, стр. 540). Однако Зандером не было достаточно четко оговорено, что именно отражается в симметрии явления: содержит ли она элементы симметрии причины с некоторым недостатком или избытком, или, наконец, имеет место совпадение группы и характера элементов симметрии. На практике, однако (см., например, Тёрнер, Ферхуген, 1961; Turner, 1957; Paterson and Weiss, 1961), в рамках кинематической интерпретации, заключающейся в установлении ориентировки и характера осей плана движений при деформации по осям наблюдаемого строения, постоянно исходят из того, что в симметрии структуры тектонитов сохраняется количество, характер и ориентировка элементов симметрии плана движений, т. е. группа симметрии тектонитовой структуры равна группе симметрии плана движений.

Это может быть справедливо лишь тогда, когда мы, во-первых, не выходим за пределы явлений одного масштаба, одного порядка, другими словами, когда изучаемое явление (следствие) в сущности представляет собой внешнее воплощение, проявление определенного процесса, рассматриваемого как явление — причина и, во-вторых, когда следствие является наиболее полным, вполне адекватным выражением другого явления. В ходе структурного анализа, где изучается поведение и статистическая конфигурация, образуемая всеми доступными элементами строения, второе условие выполняется достаточно точно. Однако наличие первого условия не позволяет непосредственно распространить выводы, сделанные на основе изучения мелких структур, на движения в пределах всей складчатой зоны.

Из этого следует, например, что установленная на основании изучения ориентировки кварца ось максимального сжатия не дает автоматически достаточных оснований для заключения об ориентировке общей, единой для данной складчатой зоны оси сжатия. Более того, даже установив путем систематического микроструктурного изучения, что местные оси сжатия всюду однообразно ориентированы, мы не можем сказать, какое направление имеет региональная ось сжатия. Между тем попытки такого объяснения встречаются даже в новейших публикациях (см., например, Граниты Кольского полуострова и Карелии, 1963, стр. 83—84). Именно они в основном и создали в прошлом противоречие между выводами о региональных тектонических движениях, полученными структурно-петрологическим и геолого-литологическим путем, чем основательно подрывали веру в структурную петрологию.

Природная деформация имеет многоступенчатый характер и план движений, приводящих к образованию крупной складки, выступает как система сил, действующих на небольшой объем внутри нее. В этом небольшом объеме развивается свое поле напряжений и план движений,

в той или иной мере отличающиеся от общего. Можно сказать поэтому, что, пытаясь вывести общий план движений по локальным, мы фактически сталкиваемся с разнопорядковыми явлениями и с задачей динамической интерпретации, цель которой, как известно (Paterson and Weiss, 1961; Turner, Verhoogen, 1951), состоит в установлении ориентировки осей поля напряжений и системы сил по осям наблюдаемого строения. Эта область интерпретации значительно более трудна, но представляет наибольший интерес. Если для кинематической интерпретации справедлив зандеровский принцип соответствия симметрий, то при динамической интерпретации необходимо применить другие, более широкие и общие правила.

Характер отражения генетических, причинно-следственных связей в симметрии явлений был установлен Пьером Кюри (Curie, 1884, 1894; см. также М. Кюри, 1924; Шубников, 1940, 1951, 1956; Paterson, Weiss, 1961; Шафрановский, 1954, 1956, 1964) и сформулирован им в ряде правил. Эти правила могут быть применены не только к явлениям, выступающим как одновременные причина и следствие в строгом смысле слова, но и к таким синхронным явлениям, которые относятся друг к другу как частное к общему или сторона, аспект, свойство к целому. Они, следовательно, связывают разнопорядковые явления, и весь вопрос их применения состоит в правильном определении субординации рассматриваемых явлений. Так, П. Кюри установил симметрию электромагнитного поля, которое определялось как результат слияния, наложения друг на друга родоначальных полей: электрического и магнитного. Но симметрия электромагнитного поля была бы совершенно иной, если бы оно рассматривалось как родоначальное для электрического и магнитного полей.

Обращаясь к структурам тектонитов, легко установить отношение разнопорядковых явлений. Вся совокупность геологических данных вполне определено свидетельствует о подчиненности мелких структур крупным, об их развитии в обстановке, создаваемой существованием главных структур. Мелкие структуры и вызвавшие их локальные неоднородности движений появляются не до начала общих движений, а несколько позже, по достижении последними некоторого критического уровня развития неоднородности. Некоторые примеры таких взаимоотношений мелких и главных структур были приведены в предыдущей главе.

Таким образом, особенности общего плана движений лучше отражаются главными структурами. При наличии данных как о главных, так и мелких структурах предпочтение должно быть отдано первым. Особенности мелких структур должны объясняться исходя из особенностей главных, но не наоборот. В этом смысле подход Андерсона и Квейла (Anderson, 1948; Kvale, 1953) к интерпретации крутой *B*-линейности представляется правильным. С другой стороны, существование причинно-следственной связи между главными и мелкими структурами и разнопорядковыми движениями свидетельствует о возможности, а коль скоро знание конкретных механизмов осуществления природной деформации весьма гипотетично и физические свойства пород в ходе деформации остаются в сущности неизвестными, и необходимости применения к анализу тектонических явлений принципов и аргументов симметрии.

Не вдаваясь в рассмотрение правил Кюри, что само по себе может быть темой широкого самостоятельного обсуждения, отметим только, что на основе их может быть сформулирован путь динамической интерпретации: симметрия поля напряжений и общего плана движений должна описываться группой, по отношению к которой симметрия явлений, равновесно существующих внутри этого поля и этих движений, в том числе и симметрия локального плана движений, являются подгруппами, или иначе: симметрия плана локальных движений и поля напряжений, как

правило, ниже симметрии общего поля напряжений, она может быть равна ей, но не может быть выше.

Некоторые дополнительные, не принимаемые здесь в расчет факторы (влияние реликтового строения, повторная деформация) обычно еще более понижают симметрию структуры и выводимого по ней локального плана движений, но иногда при симметричной относительной ориентировке элементов симметрии первоначального строения и наложенных элементов симметрии, т. е. при наличии симметрии между симметриями разновозрастных, не связанных, но дающих однотипное следствие процессов, полученная комплексная структура будет более симметричной, чем каждый из планов движений в отдельности. Это подтверждается как изучением природных тектонитов, продуктов неоднократной складчатости (Лазарев, Белоусов, 1967), так и опытами по экспериментальной деформации (Turner et al., 1956; Turner, 1957).

Таким образом, для отношения симметрий взаимосвязанных разнорядковых явлений в общем случае должно быть свойственно несовпадение набора элементов симметрии следствия набору элементов симметрии причины. Может наблюдаться выпадение одних элементов симметрии или приобретение ими более низкого порядка, а при сложном комплексном характере причины выпадение одних элементов симметрии может сопровождаться появлением новых, которых не было ни в одной из родоначальных причин. Эти новые элементы не возникают из ничего, а выступают как совокупный результат действия нескольких исчезающих элементов симметрии, и само их появление также является следствием общей диссимметрии, общего разрушения симметрии.

Как следует из основных особенностей крутой B -линейности, проблема ее интерпретации заключается в увязке между собой разнорядковых b_c -осей, иначе говоря, ее решение охватывает область динамической интерпретации. Ввиду этого становится понятным, почему попытки применения принципа кинематической интерпретации (правило Зандера) оказались несостоятельными. Однако необходимо еще раз подчеркнуть, что это не дает оснований отрицать за правилом Зандера вообще какое-либо значение и тем более отказываться от аргументов симметрии в целом.

С другой стороны, возникает естественный вопрос, каковы те условия, которые приводят к двум совершенно различным ситуациям, когда оси симметрии либо совпадают во всех масштабах и симметрия структуры тектонитов как бы не зависит от масштаба изучаемого объекта, как это имеет место в случае пологой B -линейности, или же они не совпадают друг с другом в разных масштабах и симметрия структуры меняется от масштаба к масштабу, как это наблюдается в районах развития крутой B -линейности. Для выяснения этих возможных (в рамках одной складчатости) условий кратко рассмотрим основные модели деформации.

МОДЕЛИ ДЕФОРМАЦИИ

По всей геометрии складки с B -линейностью чаще всего принадлежат или близки к складкам подобного типа (Ramsay, 1962b), и это сближает их со складками скальвания—скольжения, характеризующихся развитием a -линейности (Клоос, 1958a). Как те, так и другие постоянно имеют развитую систему субпараллельных плоскостных поверхностей скольжения, секущих реликтовую слоистость. Изучение наложенных деформаций, с другой стороны, показывает, что среди природных складок, в том числе и B -линейных, резко преобладают складки, образовавшиеся в ходе подобной складчатости (Ramsay, 1960, 1962b; Sutton, 1960) при деформации посредством неоднородного (non-attine) скольжения по сис-

теме поверхностей, секущих слоистость. Вторые складки в рассматриваемом районе также принадлежат к этому типу.

В ходе складчатости слоистость при любой ее первоначальной ориентировке стремится занять положение, параллельное плоскостям скольжения. Быстрее всего это достигается на крыльях складок, где дифференцированность движений наибольшая. В результате создается общеизвестная картина близкого совпадения слоистости и сланцеватости, внешне напоминающая эффект межслоевого проскальзывания при образовании складок параллельного типа. Но наличие самостоятельной системы поверхностей скольжения постоянно обнаруживается в перегибах складок (рис. 39,е). В то же время чем ближе слоистость к плоскостям скольжения, тем сильнее в ходе последующих импульсов движений она выступает как кинематически-активный элемент строения, тем большее значение, следовательно, приобретает межслоевое проскальзывание и заметнее геометрия складок отклоняется от идеальной геометрии подобного типа, приобретая черты геометрии параллельных складок. Эти особенности *В*-линейных складок позволяют предполагать, что механизм деформации в своей основе один и тот же и может быть сведен к скольжению микролитонов (де Ситтер, 1960; Campbell, 1954), поэтому в дальнейшем можно ограничиться этой исходной предпосылкой.

Для образования складок необходимым условием является наличие неоднородных, или дифференциальных движений. Неоднородность движений проявляется в том, что либо величина, либо направление перемещения, либо то и другое вместе меняются от места к месту. Ниже для простоты будем считать, что движения неоднородны только по величине. Это возможно, так как при различном направлении перемещения, но с равной величиной вдоль каждого направления, конечный внешний геометрический результат будет такой же, как если бы менялась только величина, но не направление перемещения. Если одна часть пласта сместилась на расстояние l , а другая на l^1 , то $\Delta l = l - l^1$ численно характеризует неоднородность движений или деформацию. Далее говорят об однородной или неоднородной деформации. Однородная деформация отвечает условию $\Delta l = \text{const}$ и из этого следует, что любые прямые линии и плоскости, выделенные в теле до деформации, остаются и после деформации прямыми линиями и плоскостями. Очевидно, что для образования складок необходима неоднородная деформация.

Поскольку каждый пласт может быть представлен как двумерный континуум, характеристики деформации вдоль отдельных направлений на поверхности пласта могут быть различны. Неоднородная деформация в одном направлении может сочетаться с однородной в другом или с отсутствием деформации, или деформация во всех направлениях неоднородна. Короче говоря, существует полный спектр переходов от отсутствия деформации к всесторонней неоднородной деформации.

По-видимому, всякая длительная и развитая деформация приводит к такому положению, когда направление максимальной неоднородности становится нормальным к направлению минимальной неоднородности, во всяком случае геологические данные позволяют сделать такое предположение. Исходя из такой правильности, регулярности в распределении неоднородностей, можно представить ряд сочетаний, например неоднородная деформация плюс отсутствие деформации или плюс однородная деформация и т. п.

Моноклинная деформация. Очевидно, что простейшей неоднородной деформацией будет такая, когда на поверхности пласта можно выделить систему параллельных направлений, вдоль которых деформация отсутствует. Существует только одна плоскость деформации, располагающаяся перпендикулярно к этим направлениям. Хотя серия

плоскостей, промежуточных между направлением отсутствия деформации и плоскостью деформации, но содержащих направление перемещений, имеет меняющуюся степень деформации, эти плоскости не являются определяющими, ибо величина деформации однозначно определяется углом каждой такой плоскости с плоскостью деформации. Можно сказать поэтому, что неоднородности движений в этом случае имеют линейное распределение. Очевидно, что из этого простейшего типа распределения неоднородностей нельзя получить ни более простых, ни более сложных типов, деформация остается плоской в любом масштабе своего проявления (и изучения).

Такая деформация приводит к образованию цилиндрических складок, форма которых имеет орторомбическую или моноклиновую симметрию, а в зависимости от физических свойств пород и интенсивности деформации в рамках ее может развиваться план движений, отвечающий модели ламинарного или простого турбулентного потока с одной осью вращения, нормальной к плоскости деформации, т. е. совпадающей с направлением отсутствия неоднородности движений. Эти планы движений, имея в целом моноклиновую симметрию (Turner, 1957), приводят к образованию a -линейности или B -линейности соответственно, но необходимым следствием является совпадение B - и b_c -осей между собой во всех наблюдаемых масштабах и их совпадение с b_k -осью. Интересный пример зависимости плана движений от физических свойств пород и перехода a -тектонита в B -тектонит был описан Вейссом (Wiess, 1954). Это лишний раз свидетельствует также о тесной связи между подобными складками с a -линейностью и B -линейностью.

Если обратиться теперь к тем идеальным планам движений, которые с конца XIX в. и до сих пор (Turner, Verhoogen, 1961) используются для объяснения особенностей складчатой деформации, возникновения линейности и развития узоров ориентировки минералов, то все они отвечают именно такой минимально-неоднородной плоской деформации.

Статистически-моноклиновая деформация. Рассмотренный простейший (по характеру пространственного распределения неоднородности) тип деформации является единственным, когда деформация строго моноклинна, а b_c -оси совпадают во всех масштабах с b_k -осью плана движений.

Уже в том случае, когда вдоль b_k -оси имеет место однородная деформация, b_k -ось оказывается наклонной к a_k -оси и общая деформация является триклинной. Эта триклинность устанавливается при анализе довольно крупной части одной складки, например, равной половине ее длины, тогда как в каждом отдельно взятом обнажении или образце строение может выступать как весьма совершенное моноклинное, соответствующее первому случаю и, следовательно, той или иной модели используемых идеальных планов движений. Напротив, если увеличить поле исследования, например рассматривать всю складку целиком или серию складок, то триклинность осей, устанавливаемая в одной ее части, обычно компенсируется противоположным наклоном a_k -оси к b_k -оси, и в статистическом плане общее строение также оказывается моноклинным, т. е. b_c -оси статистически нормальны к a_k -оси и статистически параллельны между собой.

Таким образом, уже небольшое усложнение деформации приводит, строго говоря, к необходимости учета масштаба явлений. В рассматриваемом примере деформация в зависимости от масштаба рассмотрения является моноклинной, триклинной или статистически-моноклинной. Тем самым оказывается, что использование принципа соответствия симметрий (правила Зандера) для связи разнопорядковых явлений, т. е. в области динамической интерпретации, оправдано только для моноклинной или

достаточно близкой к ней, т. е. статистически-моноклинной деформации. В геологических условиях такое приближение осуществляется в системах¹ линейных складок с выдержанными осями, когда некоторая триклинность в периклинальных замыканиях не оказывает заметного влияния или когда триклинность хотя и достаточно четко проявлена, но взаимно компенсируется при прослеживании вдоль осей складок.

Поскольку для моноклинной и статистически-моноклинной деформации свойственна взаимная, в том числе и статистическая, параллельность кинематических и структурных b -осей, в ходе природной деформации этого типа не может возникнуть крутая B -линейность.

В разобранным примере триклинность, существующая в некотором промежуточном масштабе, вызывается ундуляциями и кульминациями b_k - и b_c -осей при выдержанности a_k -оси, т. е. отражает существование некоторой деформации вдоль осей складок. Напомним, что все используемые идеальные модели планов движений исходят из той основной предпосылки, что вдоль b_k -оси деформация отсутствует, т. е. из представления о существенно плоской деформации. Следовательно, ко всем без исключения природным складкам, а значит, и другим аспектам строения тектонитов, это представление приложимо только с определенными оговорками, точно так же приложимо и правило Зандера, строго удовлетворяющее лишь этим идеальным условиям. Встает вопрос, где же кончается приложимость правила Зандера без всяких оговорок? Как указывалось, оно вполне приложимо к статистически-моноклинной деформации, следовательно, вопрос может быть сформулирован так: при каких условиях деформация в главных своих чертах, а не только в деталях перестает быть статистически-моноклинной? Как мы уже пытались показать, деформация приобретает статистически-моноклиный характер, когда она приобретает определенную трехмерность, а поскольку выше трехмерной деформация не может быть, очевидно, что верхняя граница условий статистически-моноклинной деформации должна определяться некоторой определенной мерой триклинности, оценить которую мы можем качественно по тем или иным эффектам деформации.

Немоноклинная деформация представляет собой прежде всего совершенную неоднородную деформацию. Вдоль любого выбранного направления деформация резко неоднородна, но степень неоднородности вдоль различных направлений не одна и та же. Поэтому может быть выбрана главная плоскость деформации, характеризующаяся наиболее развитой неоднородностью, и дополнительная плоскость, нормальная к ней. Распределение неоднородностей в целом таково, что оно вызывает или способно дать два плана движений с общей a_k -осью, но с взаимно перпендикулярными плоскостями деформации, причем плоскость деформации ($a_k c_k$ -плоскость) одного такого потенциально возможного или родоначального плана движений является в то же время плоскостью движений ($a_k b_k$ -плоскостью) другого родоначального плана движений. В этой ситуации могут быть представлены два возможных сочетания: во-первых, только один родоначальный план движений способен вызвать образование B -линейности, и, во-вторых, оба плана движений способны к образованию B -линейности.

В первом случае существование двух потенциально возможных плоскостей движения приводит к их кинематическому взаимодействию и

¹ Для удобства описания здесь под системой складок понимается совокупность статистически гомоосевых, одновозрастных, т. е. возникших в ходе одной складчатости, складок различного порядка. В том случае, когда имеются в виду такие складки, но одного порядка, удобно использовать термин «серия складок». Когда в ходе одной складчатости образуются системы складок двух направлений, пересекающихся и взаимодействующих между собой, используется термин «ассоциация».

образованию результирующей плоскости движений промежуточного положения, которое зависит от соотношения движений в родоначальных плоскостях. Только результирующая плоскость движений фиксируется в строении пород и выступает как $a_0 b_0$ -плоскость, причем a -ось остается параллельной a_* -оси, тогда как b_0 -ось (ось складки) отклонена от родоначальных b_* -осей, но располагается в целом ближе к главной b_* -оси. Поскольку именно эта кинематическая ось создает в строении пород B -линейность, последняя должна представлять собой проекцию b_* -оси на результирующую $a_0 b_0$ -плоскость. Следовательно, в этой обстановке b_0 -оси (и B -линейность) не совпадают с кинематическими и степень отклонения может меняться от места к месту в зависимости от непостоянного соотношения движений в родоначальных плоскостях движений.

Следует подчеркнуть, что в такой предполагаемой обстановке b_0 -оси располагаются только под острым углом к главной b_* -оси. Если какие-либо элементы строения тектонитов, например ориентировка кристаллографических осей синтетектонически кристаллизующихся минералов, подчиняются кинематическим осям, то узоры ориентировки их окажутся несогласованными с ориентировкой макроструктурных элементов, таких как сланцеватость и линейность, и общим эффектом будет образование триклинных тектонитов. Другим видимым следствием этих условий деформации выступает невыдержанное залегание $a_0 b_0$ -плоскостей, причем при субвертикальном положении a_* -оси, как это чаще всего наблюдается, невыдержанным и неустойчивым оказывается главным образом простирание.

Наличие только одной оси внутренних вращений в родоначальных планах движений приводит к тому, что, хотя наблюдаются отклонения b_0 -осей от кинематических и строение тектонитов усложняется, все же b_0 -оси (и B -линейность) близки к главной b_* -оси, образуя с ней угол не более 45° в плоскости, нормальной к a_* -оси. Тем самым определяется сходство рассматриваемых условий со статистически-моноклинной деформацией, а значит, и возможность использования, хотя и с оговорками, идеальных (плоских) моделей природной деформации.

Рассмотрим второе возможное сочетание. Как и в предыдущем случае, кинематическое взаимодействие двух главных плоскостей движения приводит к появлению сводной результирующей $a_0 b_0$ -плоскости промежуточного положения, которая должна обнаруживаться в строении пород и в общем случае иметь непостоянное залегание. Специфичность же этих условий состоит в существовании двух взаимно нормальных направлений внешнего и внутреннего вращения, определяющих принадлежность общего плана движений к сложному турбулентному движению. Общий план движений состоит как бы из двух моноклинных планов движений с взаимно перпендикулярными b_* -осями и общей a_* -осью.

В этих условиях каждая точка деформируемой горной породы участвует одновременно в двух вращениях, идущих во взаимно перпендикулярных плоскостях, что приводит к появлению суммарного результирующего вращения, ось которого как векторное произведение двух аксиальных векторов должна располагаться в каждой из плоскостей родоначальных вращений, т. е. совпадать с линией их пересечения (Кочин, 1951). Но линия пересечения этих плоскостей представляет собой a_* -ось; поэтому, во-первых, результирующая ось внутреннего и внешнего вращения оказывается параллельной a_* -оси; во-вторых, поскольку a_* -ось является направлением поступательных перемещений, результирующая ось вращений приобретает винтовой характер, в-третьих, она оказывается нормальной к родоначальным b_* -осям и плоскости, в которой они располагаются.

Исходя из этих определяющих особенностей рассматриваемых условий, можно вывести и особенности тектонических структур, так как

результатирующие плоскость движения и направление внутренних вращений являются элементами результирующего плана движений, непосредственно ответственного за формирование строения тектонитов.

Существование только одной системы поверхностей скольжения в результирующем плане движений определяет развитие в деформируемых породах только одной системы поверхностей кливажа и сланцеватости. Однако невыдержанность залегания поверхностей скольжения, проявляющаяся главным образом в изменении их простирания, вызывает ту или иную изменчивость направления складок, причем наиболее яркие изгибы, очевидно, должны проявиться сильнее в крупном плане, в пределах значительных по площади участков и, следовательно, они выступают как главные поперечные складки. В соответствии со способом образования результирующих поверхностей скольжения можно ожидать, что оси главных (продольных) складок, располагаясь в этих поверхностях, в то же время располагаются в плоскости, содержащей обе родоначальные b_k -оси, но не совпадают ни с одной из них, аналогично предшествующему случаю, хотя они нормальны к a_k -оси. Это следует из того, что оси складок сами по себе являются осями только внешнего вращения по отношению к малому объему внутри складки, а в условиях деформации по типу скольжения вдоль секущих слоистость поверхностей оси складок кинематически могут быть и не вращательными, так как изгиб слоев в виде складки («геометрическое» вращение) обязан в основе своей дифференциальным поступательным перемещениям. В рассматриваемых условиях b_k -оси имеют характер осей реального вращения, но взаимодействие двух вращений, приводящее к появлению третьего, суммарного, как бы уничтожает их и, таким образом, реально может существовать лишь ось видимого, «геометрического» вращения, выступающая как ось главных (продольных) складок в указанной выше ориентировке. Таким образом, главные складки должны характеризоваться тем или иным развитием ассоциации продольных и поперечных структур, а оси продольных складок должны быть нормальны к a_k -оси.

Само существование такой ассоциации определяет общую орторомбическую симметрию тектонического строения, которая отражает характер симметрии деформации. Однако очевидно, что ориентировку элементов главных тектонических структур (осевых плоскостей и осей) нельзя отождествлять с ориентировкой осей деформации и родоначальных планов движений.

Что касается мелких структур, то они формируются под непосредственным влиянием результирующего плана движений, создающего местную тектоническую обстановку. Осевые плоскости мелких складок должны быть параллельны результирующим плоскостям скольжения, и в общем осевая плоскость каждой индивидуальной складки выступает как неискривленная на ограниченном расстоянии своего развития. Оси же мелких складок и линейная ориентировка минералов определяются положением результирующей оси вращения и, следовательно, параллельны a_k -оси и нормальны к осям главных (продольных) складок. Совпадение осей мелких складок с a_k -осью означает также, что в строении пород они выступают как главная ось растяжения, и именно в этом направлении могут обнаруживаться признаки прямого растягивания материала.

Вместе с тем из рассмотрения этих условий деформации следует, что оси мелких складок и линейность должны быть наиболее выдержанным по залеганию элементом строения тектонитов. Действительно, их ориентировка определяется только ориентировкой кинематических осей, тогда как на ориентировку поверхностей скольжения и осей главных складок влияют также количественные соотношения движений вдоль родоначальных плоскостей движения.

Винтовой характер результирующей оси вращения приводит к тому, что симметрия результирующих движений не может быть выше моноклинной. В частности, если каждый из родоначальных планов движений в отдельности имеет моноклинную симметрию, определяемую осью и нормальной к ней плоскостью симметрии, что наиболее характерно для простого турбулентного движения, то симметрия результирующих движений будет содержать только ось симметрии и не будет иметь плоскостей симметрии. Одним из отражений такой симметрии движений может быть развитие конических форм складок и отсутствие развитой системы трещин отдельности, нормальных к осям складок. Винтовой характер результирующей оси вращения может также отразиться и на характере ориентировки минералов, например, вызвать образование поясов [0001]-осей кварца вдоль траекторий малых кругов вместо a_0c_0 -поясов, столь свойственных тектонитам с B -линейностью обычного типа, или вместо единого максимума вдоль a_0 -оси, что типично для тектонитов с a -линейностью. Можно предполагать также, что включения в синкинематических порфиобластах граната и альбита могут в этих условиях располагаться по винтообразным траекториям, т. е. наряду со структурой «снежного кома» в сечениях, нормальных к линейности, могут наблюдаться косые относительно сланцеватости и S -образно искривленные траектории включений в сечениях, параллельных линейности.

Подводя итог вышеизложенному, можно заключить, что необходимые и достаточные условия для появления B -линейности, параллельной a_x -оси и нормальной к осям главных складок, создаются в ходе одной складчатости только в условиях немонаклинной деформации, развивающей план движений, отвечающий модели сложного турбулентного потока и как бы состоящий из двух простых моноклинных планов движений, каждый из которых, действуя самостоятельно, способен к образованию B -линейности.

В отличие от B -линейности, развивающейся в условиях статистически-моноклинной деформации и имеющей характер оси чистых вращений, B -линейность, формирующаяся в условиях немонаклинной деформации, приобретает винтовой характер. Другие тектонические структуры также приобретают ряд весьма своеобразных особенностей, причем последние свойственны структурам всех масштабов, от наиболее мелких до самых крупных.

Сопоставление наблюдаемых особенностей структур, сформировавшихся в ходе первой складчатости, с особенностями структур, возникших в условиях сложной немонаклинной деформации, свидетельствует о их полном соответствии друг другу. Тем самым устанавливается, что крутая B -линейность, развитая в породах гимольской серии Костамукшского месторождения, следует направлению a_x -оси плана движений при деформации.

КРУТАЯ B -ЛИНЕЙНОСТЬ КАК ИНДИКАТОР ГЛУБИННОЙ ДЕФОРМАЦИИ

Как было принято, общий план движений имеет как бы две главные плоскости деформации и две b_x -оси, нормальные друг к другу и к единой a_x -оси. Такие геометрические взаимоотношения часто встречаются в обстановке наложенных деформаций, т. е. при самостоятельности и независимости проявления каждого из планов движений. Они приводят к появлению своеобразного тектонического строения из чередующихся куполов и мульд. Однако в условиях наложенной деформации происходит не кинематическое, а геометрическое взаимодействие, т. е. взаимодействие не планов движений, а созданных ими структур, и в строении пород обнаруживаются две системы поверхностей скольжения (причем наложенная

является неискривленной и плоскостной) и две пересекающиеся системы как главных, так и мелких тектонических осей.

Нечто иное происходит в условиях немоноклинной деформации, где взаимодействуют родоначальные планы движений. В итоге развивается только одна система поверхностей скольжения, недеформированных, но изначально могущих быть искривленными, и одна система мелких тектонических осей. Там, где поверхности скольжения, главным образом простирание, оказываются искривленными, внешним эффектом является образование главных поперечных складок, выраженных изгибами простирания продольных структур. Характер ассоциации продольных и поперечных структур также оказывается иным, чем в условиях наложенной складчатости при тех же геометрических взаимоотношениях кинематических осей.

Вместе с тем само существование такой ассоциации складок указывает, что поперечные изгибы одной из систем складок не всегда являются более поздними, наложенными по отношению к другой системе складок, что нередко принимается как само собой разумеющееся. В этой связи нельзя согласиться с заключением Рамсея (Ramsay, 1962a), что все поперечные складки любых геометрических типов представляют собой структуры более поздние, чем складки главной системы, хотя бы и сформированные на поздней стадии одного общего периода.

Своеобразие рассмотренных условий немоноклинной деформации накладывает яркий отпечаток на тектоническое строение разных масштабов, и тектонические структуры резко отличаются от структур, развивающихся в условиях статистически-моноклинной деформации. Это позволяет с полным правом говорить об особом геологически и структурно различимом типе тектонической деформации, порождающем особый стиль, свойственный складчатости глубоких структурных уровней коры. Широкое развитие крутой *В*-линейности на глубоких уровнях орогенов разного возраста свидетельствует как о размахе проявления этого типа условий, так и об общем закономерном изменении характеристик тектонической деформации с глубиной. Вместе с тем становится возможным проводить вполне четкую, структурно документируемую, прямо зависящую от типа деформации, всюду однообразную границу супра- и инфраструктур (De Sitter, Zwart, 1960).

В настоящее время можно считать доказанным, что складчатые структуры земной коры обнаруживают закономерное вертикальное изменение стиля, механизма и интенсивности деформации. Параллельная складчатость сменяется кливажной, а затем уже в метаморфических породах развивается сланцеватость. Точно так же *а*-линейность неметаморфизованных и слабометаморфизованных пород сменяется *В*-линейностью, параллельной осям мелких и главных складок. Крутая *В*-линейность представляет дальнейшую стадию этого процесса и как по особенностям деформации, так и геологически является продуктом глубинной деформации. Только температурные условия средних и высоких ступеней метаморфизма и высокие гидростатические давления способны перевести горные породы в то высокопластичное состояние, которое необходимо для проявления интенсивной трехмернонеоднородной тектонической деформации. Таким образом, термины «глубинная складчатость», «глубинная деформация» и т. п. вместо таких расплывчатых и косвенных критериев, как наличие мигматизации и гранитизации пород, высокая степень метаморфизма, приуроченность рассматриваемых структур к складчатому фундаменту, а не к осадочному чехлу и т. д., получают достаточно конкретное содержание, основанное на реальных особенностях действительно наиболее глубоких структур.

Как следует из изложения, тектонические структуры, образовавшиеся в ходе одной складчатости, будут нести все те особенности, которые свойственны структурам первой складчатости рассматриваемого района только при условии, если деформация имела ярко выраженный немоноклиный трехмерный характер и, кроме того, обладала такой степенью неоднородности движений и пластичности вещества, что была способна к развитию плана движений, отвечающего сложному турбулентному течению и как бы состоящего из двух более простых, моноклиных планов движений с взаимонормальными b_k -осями. Только в этой обстановке возникает ось внутренних и внешних вращений деформируемого материала, параллельная a_k -оси, и эта ось, или B -линейность строения тектонитов, должна иметь винтовой характер.

Появление такой B -линейности сопровождается другими эффектами и, в частности, может возникнуть несовпадение симметрии мега- и макростроения.

В то же время появление B -линейности, параллельной a_k -оси, не противоречит аргументам симметрии, и само обсуждение было основано на принципиальной возможности и необходимости их использования.

Рассмотрение основных моделей деформации показывает, что принцип соответствия симметрий, исключительно используемый в практике структурного анализа, может быть применен для установления связи разнорядковых явлений (динамическая интерпретация) в условиях статистически-моноклиной деформации и с определенными ограничениями в некоторых случаях немоноклиной деформации. Во всех этих случаях он разрешает задачи, стоящие перед кинематической интерпретацией.

В условиях, приводящих к образованию крутой B -линейности, этот принцип полностью теряет свою силу в области динамической и ограничен в использовании при кинематической интерпретации тектонитов. Об этом свидетельствует, например, несовпадение осей главных складок с b_k -осями. Только использование правил Кюри может служить основой для установления характера связи и объяснения специфики разнорядковых явлений.

Наконец, сопоставляя полученные выводы с существующими объяснениями крутой B -линейности, можно отметить, что основной вывод о ее параллельности a_k -оси соответствует выводам первой группы исследователей, но основывается на использовании аргументов симметрии, т. е. в соответствии с принципиальной точкой зрения других исследователей.

Микроструктурный анализ

Микроструктурный анализ железистых кварцитов был предпринят с целью получения информации в двух направлениях: 1) для прослеживания эволюции минералообразования, выделения одновременных минералов или в широком смысле для целей минералогической корреляции; 2) для решения некоторых чисто структурных вопросов, в частности, для уточнения особенностей первого этапа деформации; выявления, если можно так выразиться, феноменологии наложенных деформаций; оценки роли различных факторов в формировании предпочтительной ориентировки; уточнения значения микроструктурных данных в общей проблеме кинематической и динамической интерпретации тектонитов. Этим и определяется как методика изучения, так и характер изложения материала.

В общей проблеме метаморфизма железисто-кремнистых пород выделяется группа вопросов об условиях происхождения щелочно-амфиболовых разностей железистых кварцитов и причинах процессов мартитизации и гематитизации, приводящих к формированию богатых переотложенных руд. Оба этих аспекта метаморфизма железистых кварцитов тесно связаны геологически и генетически. Такая же связь свойственна и для Костамукшского месторождения, где щелочно-амфиболовые железистые кварциты наиболее богаты железом в виде окислов и особенно гематитом, хотя в пределах месторождения не были обнаружены сколько-нибудь значительные скопления переотложенных руд типа богатых руд Кривого Рога.

Наиболее мощное развитие щелочно-амфиболовых кварцитов свойственно центральной части месторождения. В то же время, как следует из данных, рассмотренных в III главе, эта часть месторождения не испытала или почти не испытала воздействия наложенной второй складчатости и сопровождавших ее процессов метаморфизма и миграции вещества. Использование микроструктурного анализа для изучения процессов метаморфизма требовало прежде всего применения его для решения указанных выше узловых вопросов. Вследствие этого наиболее полные данные получены именно для центральной части месторождения, и в итоге лучше всего изучена ориентировка минералов, возникшая в ходе первой складчатости. Это в свою очередь позволяет проследить отражение ее специфических особенностей во внутренней структуре пород и более полно охарактеризовать главный процесс деформации.

КВАРЦ

В ходе изучения было приготовлено более 30 диаграмм ориентировки [0001] кварца. Поскольку, за небольшими исключениями, диаграммы составлены по образцам, взятым из скважин, географические координаты не приводятся. На диаграммах нанесено только положение местных структурных координат с осями складок и макроскопической линейностью (обычно l^1) в качестве b_c -оси. Замеры наносились на верхнюю полусферу стереографической проекции, но из-за отсутствия географической ориен-

тировки она фактически может быть и нижней. Оконтуривание диаграмм и переход на равноплощадную проекцию осуществлялись с помощью планисферы Пронина (Пронин, 1949; Елисеев, 1957).

Кварц первой фазы складчатости

Кварц является главным и вместе с магнетитом доминирующим минералом железистых кварцитов. Он образует три группы агрегатов, которые различаются по морфологии, происхождению, степени перекристаллизации и составу ассоциирующих минералов. В первую группу входят преобладающе кварцевые слои; во вторую — рудные слои, где кварц подчинен окислам железа, и в третью — разнообразные кварцевые прожилки, полностью возникшие в ходе метаморфизма. Во всех группах развит один и тот же набор минералов, но пропорции и относительное развитие их неодинаково.

Железистые силикаты, как правило, лучше развиты в рудных слоях, за исключением биотита, когда он образует самостоятельные слои. Карбонаты Mg и Fe развиты примерно одинаково, а в безрудных и малорудных кварцитах преобладают в кварцевых слоях. Состав прожилков теснейшим образом связан с составом ближайшего окружения, но для наиболее поздних из них предпочтительнее свойственны полевые шпаты, карбонаты Са и Mg и эгирин.

Петрографическое изучение шлифов (более 600) показывает, что в первичноосадочных слоях степень перекристаллизации кварца меняется в зависимости от состава пород и состава каждого слоя. Наиболее широкий спектр колебаний свойствен преобладающе кварцевым слоям в щелочно-амфиболовых кварцитах, содержащих реликтовый гематит. Расширение спектра изменений происходит за счет большей сохранности ранних состояний кварца и, таким образом, эти слои в целом являются наименее перекристаллизованными. По этой причине, а также вследствие того, что вопросы происхождения щелочно-амфиболовых кварцитов были одной из центральных задач изучения, наиболее детально были изучены узоры [0001] кварца именно из этих слоев.

Кварцевые слои. Наиболее ранний кварц является самым тонкозернистым со средним размером зерен не более 0.05 мм. Он изометричен, имеет неровные, лапчатые, амебообразные контуры и переполнен овальными включениями гематита, придающими слоям багровую, бурую, красноватую окраску и обуславливающими микрослоистость.

В ходе перекристаллизации гематит сменяется магнетитом, что сопровождается местной сегрегацией окислов железа с образованием более крупных идиоморфных кристалликов магнетита, которые заметно огрубляют микрослоистость. Кварц параллельно с этим все более очищается от переполняющих его рудных включений, становится крупнее и последовательно теряет лапчатый облик, переходя в гранобластовый агрегат заметно удлинённых вдоль линейности зерен. Эта стадия перехода гематита в магнетит условно заканчивается образованием магнетито-кварцевых слоев (без реликтового гематита) с тонкозернистым гранобластовым кварцем, размер зерен которого обычно менее 0.1 мм. Реликтовая микрослоистость сохраняется.

При дальнейшей перекристаллизации кварц еще более укрупняется, совершенно очищается от магнетита, который собирается в небольшие полиэдрические сrostки. Как правило, этот чистый кварц вначале развивается среди запыленного кварца в виде отдельных разбросанных зерен. В дальнейшем вдоль сланцеватости развиваются узкие с плавными границами полосы очищенного кварца, переходящие в более четко обособленные прожилкообразные зоны. Особенно быстро и полно перекристаллизация

идет в замках мелких складок, где образуется агрегат чистого кварца, нацело замещающий более ранние фазы и уничтожающий микрослоистое строение кварцевых слоев.

Наиболее поздним в кварцевых слоях является четко гранобластовый или зубчатый равноразмерный кварц с зернами более 0.5 мм, иногда обнаруживающими мозаично-блоковое внутреннее строение.

Точно такой же ход перекристаллизации кварца устанавливается и в грюнеритсодержащих кварцитах, но на сопоставимых стадиях перекристаллизации от ее начала до конца размер зерен кварца постоянно больше. Другое отличие заключается в том, что в грюнеритсодержащих кварцитах очень слабо проявлена мартитизация магнетита и отсутствует вторичный гематит, почти постоянно обнаруживаемый в щелочно-амфиболовых кварцитах, где эти минералы сопровождают последнюю стадию перекристаллизации кварца.

Узоры [0001] первой стадии перекристаллизации в щелочно-амфиболовых кварцитах даны на рис. 32. Они располагаются в следующей последовательности: начальный этап характеризуется узором на рис. 32, а, средний — рис. 32, б, в и поздний — рис. 32, е, ж. Главная стадия перекристаллизации в щелочно-амфиболовых кварцитах иллюстрируется тремя диаграммами (рис. 32, з—к) в последовательности, отвечающей нарастанию видимой степени перекристаллизации. Наконец, последняя стадия характеризуется диаграммой на рис. 32, л.

Сопоставление особенностей узора [0001] разных стадий обнаруживает:

1. В узорах постоянно присутствует компонент изотропности (рис. 32, г, д), роль которого наибольшая в самом раннем (рис. 32, а) и позднем узоре (рис. 32, л).

2. В узорах наименее перекристаллизованного кварца (рис. 32, а, б) присутствует концентрация [0001], асимметричная относительно макроскопических элементов строения.

3. Наиболее характерной особенностью узоров первой стадии перекристаллизации является наличие малокругового пояса [0001] вокруг b_c -оси. В ходе главной стадии перекристаллизации этот пояс разворачивается, приближаясь к $a_c c_c$ -плоскости и одновременно расщепляется на две пары максимумов (рис. 32, е, ж, и). Одна из этих пар приближена к $a_c b_c$ -плоскости, другая — к $a_c c_c$ -плоскости. На рис. 32, к последняя пара максимумов отсутствует, а вместо нее обнаруживается концентрация осей в $a_c c_c$ -плоскости под большим углом к S . Хотя она, скорее всего, представляет закономерный результат эволюции малокругового пояса [0001], ее появление указывает, что условия формирования узора в конце главной стадии были близки к условиям формирования S -тектонита (ложный тектонит нарастания кварца на стенки трещин).

Четыре диаграммы (рис. 32, м и рис. 33, а—е) в порядке увеличения видимой степени перекристаллизации иллюстрируют характер и развитие узора [0001] кварца в грюнеритсодержащих кварцитах. Первый из них отвечает первой; второй и третий — главной; четвертый — последней стадии перекристаллизации. Сравнивая узоры, легко заметить, что они полностью отвечают узорам щелочно-амфиболовых кварцитов, обнаруживая в своем развитии те же тенденции и особенности, хотя и отличаются большим совершенством.

На основании сопоставления кварца кварцевых слоев в щелочно-амфиболовых и грюнеритовых кварцитах центральной части месторождения можно заключить, что направление и результаты перекристаллизации кварца в обоих типах кварцитов совпадают. Поскольку в обоих типах кварцитов присутствуют одни и те же возрастные фазы узоров кварца, развитие осуществлялось параллельно, начиная с наиболее ранних стадий, и видимые наиболее ранние стадии перекристаллизации вполне синхронны.

Это значит, что кварц в гронеритсодержащих кварцитах первоначально, вероятно, был крупнее кварца щелочно-амфиболовых разностей.

Рудные слои. В рудных слоях кварц чистый и имеет прямолинейные полигональные границы. Он заполняет промежутки между сростками зерен магнетита и, кроме того, вместе с железистым карбонатом образует прерывистые, ветвящиеся, нечетко оформленные прожилки. Изучение только рудных слоев само по себе не дает возможности для детального выделения стадий перекристаллизации, поэтому при изучении ориентировки кварца замерялись подряд все зерна, так что каждый узор представляет собой обобщенный результат взаимодействия нескольких внешне неразличимых, но могущих пространственно сосуществовать стадий перекристаллизации. Корреляция же отдельных узоров друг с другом и их развитие во времени основываются на данных по изучению кварца в смежных кварцевых слоях.

Узоры кварца из рудных слоев щелочно-амфиболовых кварцитов приведены на рис. 33, *г—е* в последовательности, отвечающей возрастанию общей перекристаллизации кварца в кварцевых слоях.

Для первого узора (рис. 33, *г*) характерна общая локализация [0001] в области выхода b_c -оси, отчетливая тенденция к формированию максимума, лежащего в $a_c b_c$ -плоскости около b_c -оси, и наличие дополнительной концентрации [0001], близких к c_c -оси и приуроченных к $a_c c_c$ -плоскости. В целом узор очень близок к узору [0001] в кварцевом слое обр. 79-7 (рис. 32, *к*), относящемуся к наиболее четкому типу главной стадии перекристаллизации. Это свидетельствует о более высокой степени перекристаллизации кварца в рудных слоях по сравнению с кварцевыми, где в этом же образце присутствует только кварц первой стадии перекристаллизации (рис. 32, *ж*).

В обр. 62-9-1 общая степень перекристаллизации кварца кварцевых слоев выше, чем в обр. 71-4. Узор кварца из рудных слоев (рис. 33, *д*) заметно отличается от узора кварца в кварцевых слоях в том же образце (рис. 32, *а*). Отличие прежде всего состоит в существовании $a_c b_c$ -пояса [0001], который совершенно отсутствует во всех узорах кварцевых слоев, кроме того, траектория малокругового пояса около b_c -оси настолько сжата, что можно говорить о существовании единой главной концентрации [0001], статистически-параллельных b_c -оси. Наконец, отличительной особенностью узора является расположение b_c -оси на траектории сжатого малого круга, а не в центре его. Вместе с тем узор не является изолированным относительно узора кварца в кварцевых слоях. Местоположение дополнительных концентраций [0001] идентично с узором [0001] кварцевых слоев. Следовательно, в рудных слоях сохраняются в качестве реликтов зерна, ориентировка которых идентична с таковой в кварцевых слоях. В целом и для этого образца устанавливается, что узор обнаруживает более высокую степень перекристаллизации, чем узор [0001] кварцевых слоев. Особенно интересно появление новых компонентов узора, отсутствующих у кварца кварцевых слоев.

На рис. 33, *е* представлен узор [0001], замеренных в рудном слое обр. 79-7. Узор является почти изотропным. Можно отметить только общее тяготение [0001] к широкой зоне вокруг b_c -оси и вдоль макроскопической сланцеватости. Этот узор ассоциируется с наиболее совершенным узором [0001] кварцевых слоев (рис. 32, *к*). Почти изотропный характер его идентичен с наиболее поздними узорами [0001] кварцевых слоев (рис. 32, *и*), т. е. здесь кварц в магнетитовом слое оказывается перекристаллизованным на стадию выше, чем кварц кварцевых слоев.

Итак, сопоставляя узоры кварца из двух типов слоев в щелочно-амфиболовых кварцитах, мы обнаруживаем в них как количественные, так и качественные различия. Первое проявляется в том, что в рудных слоях

ab — сланцеватость, b — макроскопическая линейность ($ab = 0-10^\circ$, $CB \angle 60-65^\circ$; $b = 55-60^\circ$, $\angle 50-58^\circ$ за исключением рис. 32, ж); a — обр. 62-9-1, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 150 зерен, контуры 1—2—2.5—3—4%, данные по кварцу рудных слоев см. на рис. 33, д; b — обр. 62-9-2, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 250 зерен, контуры 1—2—3%, в центре диаграммы поведение слоистости в пределах шлифа; $в$ — обр. 62-9-3, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 300 зерен, контуры 1—1.5—2—2.5—3%, показана ориентировка слоистости; $г$ — сводная диаграмма ориентировки кварца в обр. 62-9, 700 зерен, контуры 1—1.5—2—2.5%; $д$ — сводная диаграмма ориентировки кварца в обр. 62-9, построенная по методу Вистелиуса (Вистелиус, 1957): заштрихованное поле — максимальная зона перехода к концентрации, клетки — изотропная зона, условно разделенная на две подзоны, вертикальная штриховка — зона перехода к рассеянию, свободное поле — зона рассеивания; $е$ — обр. 92-95, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 220 зерен, контуры 1—2—3—4%, данные по родуситу см. на рис. 34, к, л и 40.

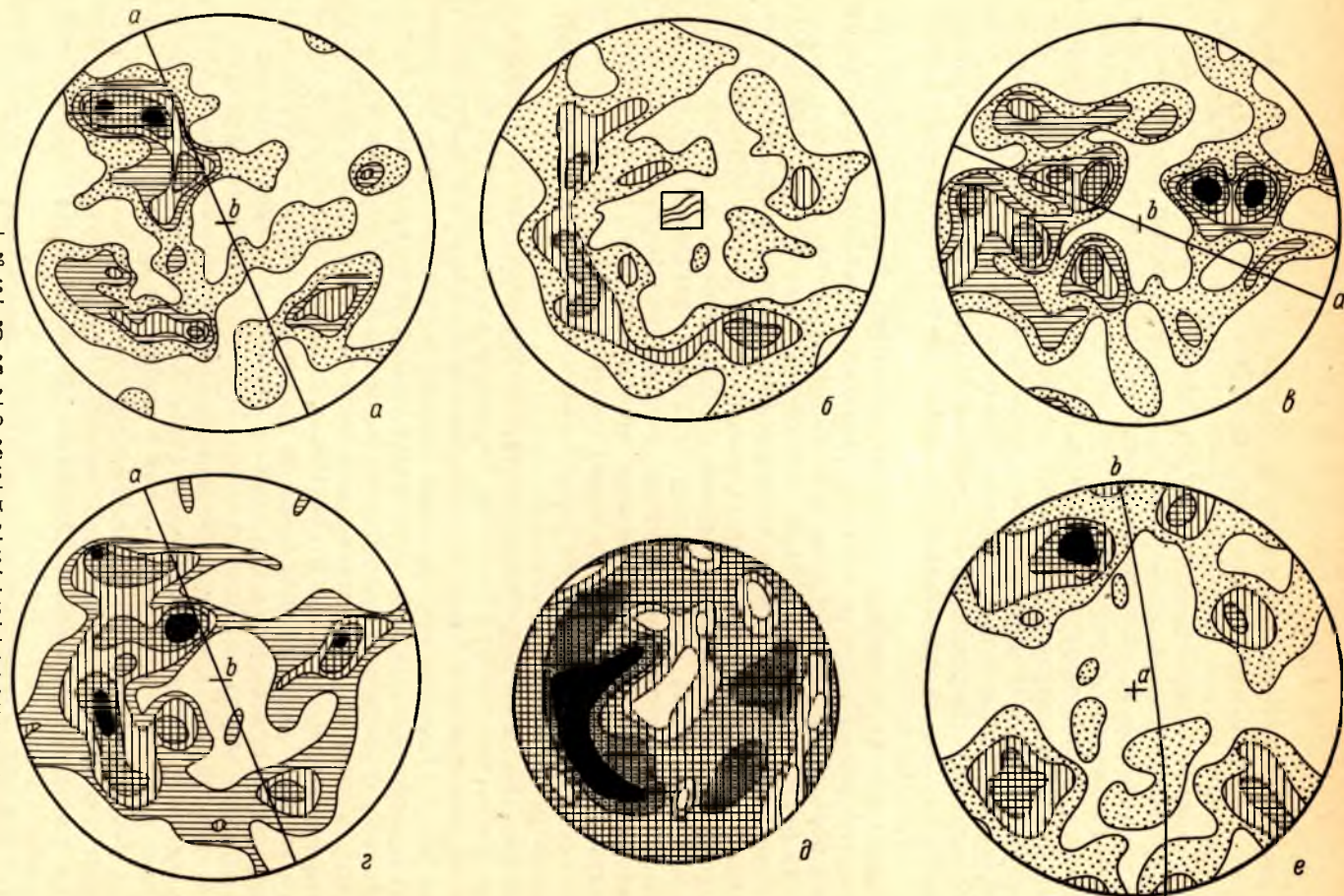


Рис. 32. Ориентировка [0001] кварца в железистых кварцитах.

жс; жс — обр. 71-4, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 300 зерен, контуры 1—2—3—4%, показана ориентировка слоистости (рис. 39, з), данные по кварцу рудных слоев см. на рис. 33, г; з — обр. 83-27, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 300 зерен, контуры 1—1.5—2—2.5—3%; и — обр. 108-80, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 206 зерен, контуры 0.5—1—1.5—2—2.5%; к — обр. 79-7, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 274 зерна, контуры 1—2—3—4—5%, данные по кварцу рудных слоев см. на рис. 33, е; л — обр. 80-36, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 300 зерен, контуры 1—2—3%, показана ориентировка слоистости; м — обр. 119—32, грюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 300 зерен, контуры 1—2—3%, данные по кварцу рудных слоев см. на рис. 33, з ($ab + \approx 320^\circ$, СВ $\angle 65^\circ$; $b + 65^\circ$, $\angle 60^\circ$).

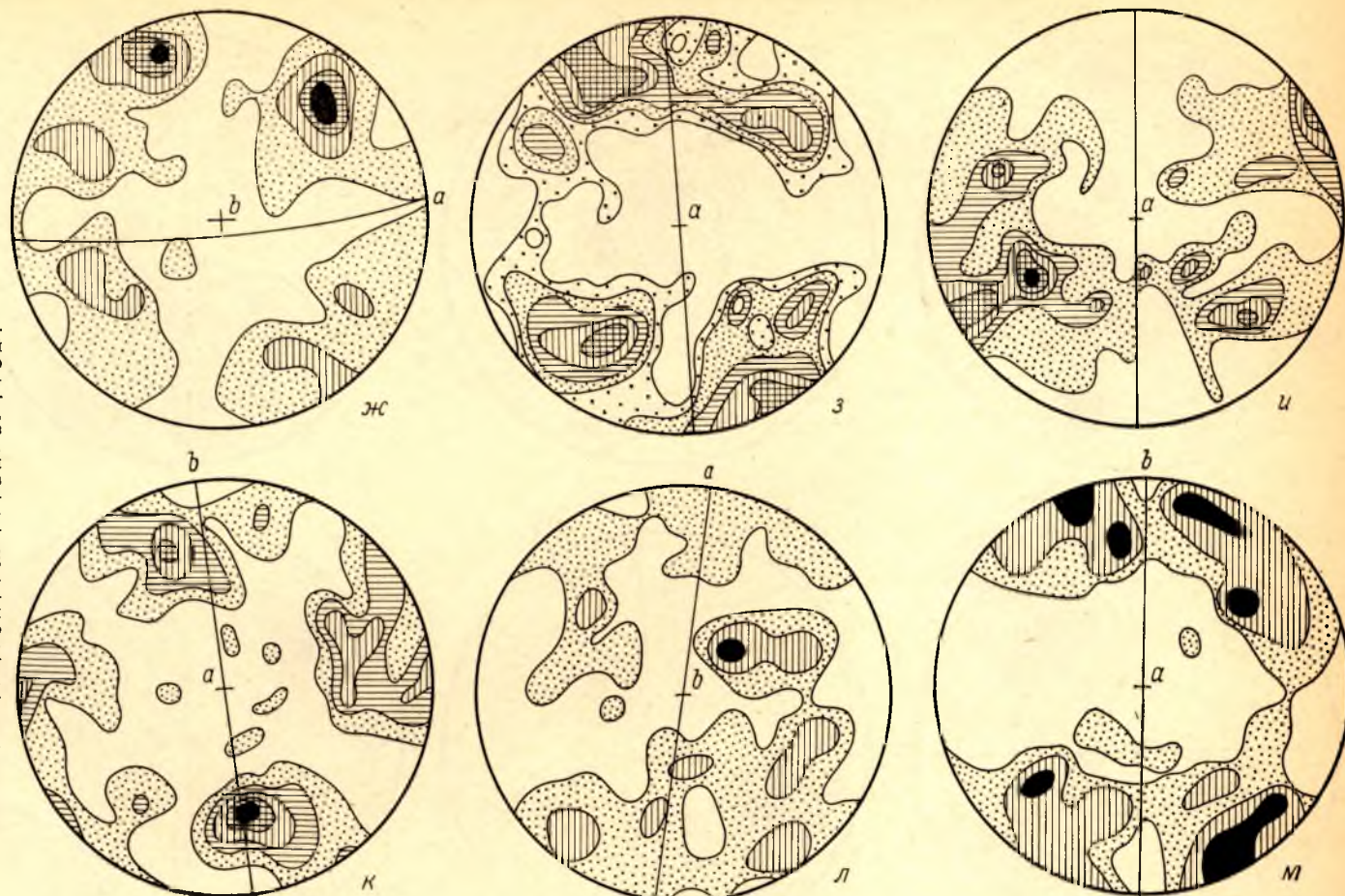


Рис. 32 (продолжение).

ab — сланцеватость, b — макроскопическая линейность, ориентировка ab и b за исключением рис. 33, $м$ такая же, как и для рис. 32. a — обр. 22-3, гюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 200 зерен, контуры 1—2—3—4%, нанесена ориентировка слоистости (см. рис. 41, б), данные по кварцу рудных слоев см. на рис. 33, $и$; $б$ — обр. 89-57, гюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 300 зерен, контуры 1—2—3—4—5—6%; $в$ — обр. 208-48, гюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя, 270 зерен, контуры 1—2—3—4—5—6%; $г$ — обр. 71-4, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя, 263 зерна, контуры 1—2—3—4%; $д$ — обр. 62—9—1, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя, 250 зерен, контуры 1—1.5—2—2.5—3—3.5%; $е$ — обр. 79-7, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя, 145 зерен, контуры 1—2—2.5—3%, нанесена ориентировка слоистости.

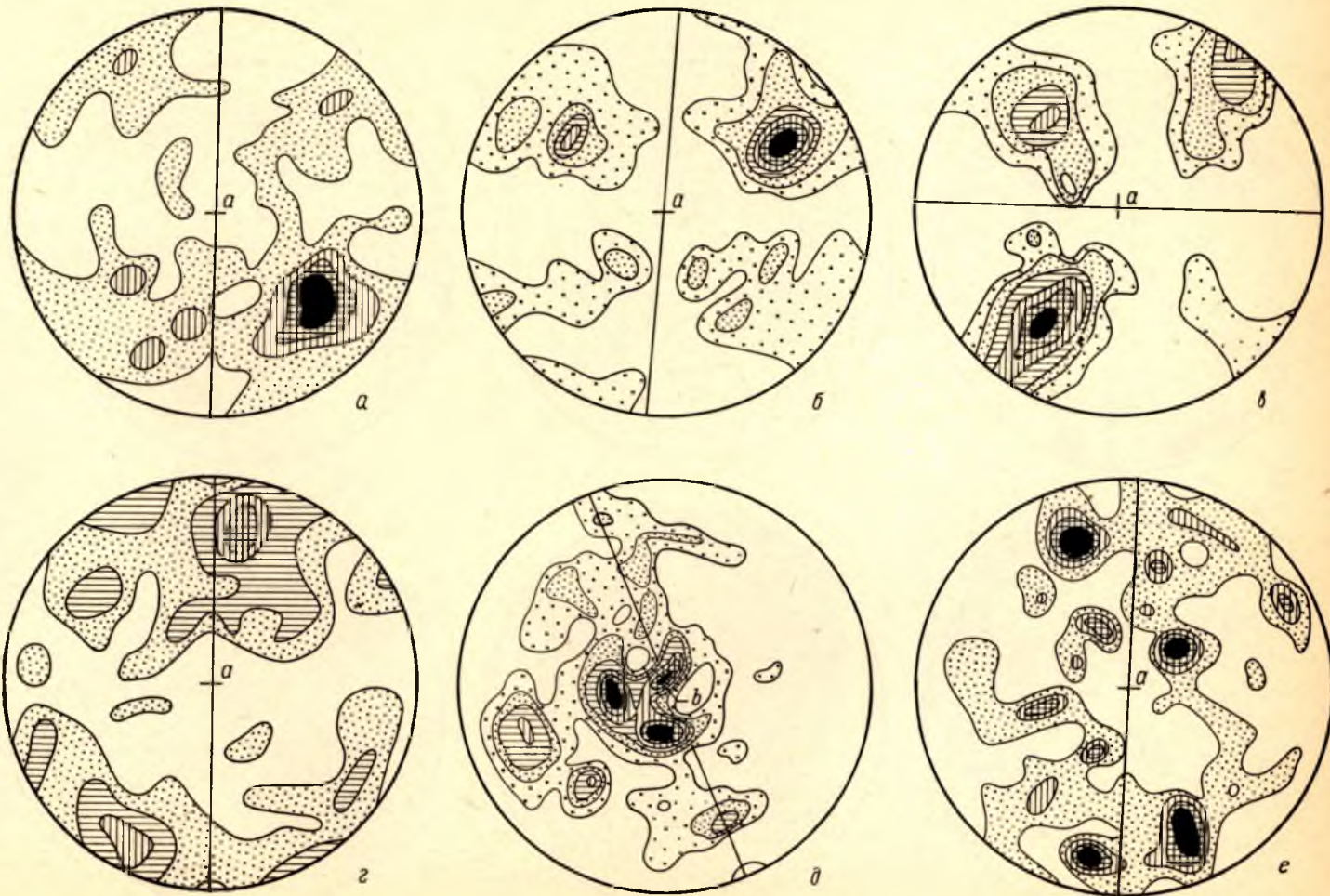


Рис. 33. Ориентировка [0001] кварца в железистых кварцитах.

ж — обр. 99-35, грюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя, 190 зерен, контуры 1—2—3—4%, общее строение см. на рис. 40, е; з — обр. 119-32, грюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя, 300 зерен, контуры 1—2—3%; и — обр. 22-3, грюнеритовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя, 300 зерен, контуры 1—2—3—4%, показана ориентировка слоистости; к — обр. 42-79, щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из метаморфического прожилка, 300 зерен, контуры 1—1.5—2—2.5—3%; л — обр. 89-51, эгирин-щелочно-амфиболовый магнетитовый кварцит, кварц из метаморфического прожилка, 100 зерен, контуры 1.5—2—2.5—3—3.5—4%, данные по родуситу см. на рис. 36, в и 40, и; м — обр. 171-53, эпидото-биотито-магнетитовый кварцит, кварц из кварцевого слоя ($ab \rightarrow 290^\circ$, $CB \angle 70-75^\circ$; $b \rightarrow 65-70^\circ$, $\angle 65-70^\circ$), 100 зерен, контуры 1—2—3—4—5%, нанесено положение центров максимумов концентрации Nm -осей биотита первой (Nm^1) и второй (Nm^2) генерации (Лазарев, Белоусов, 1967).

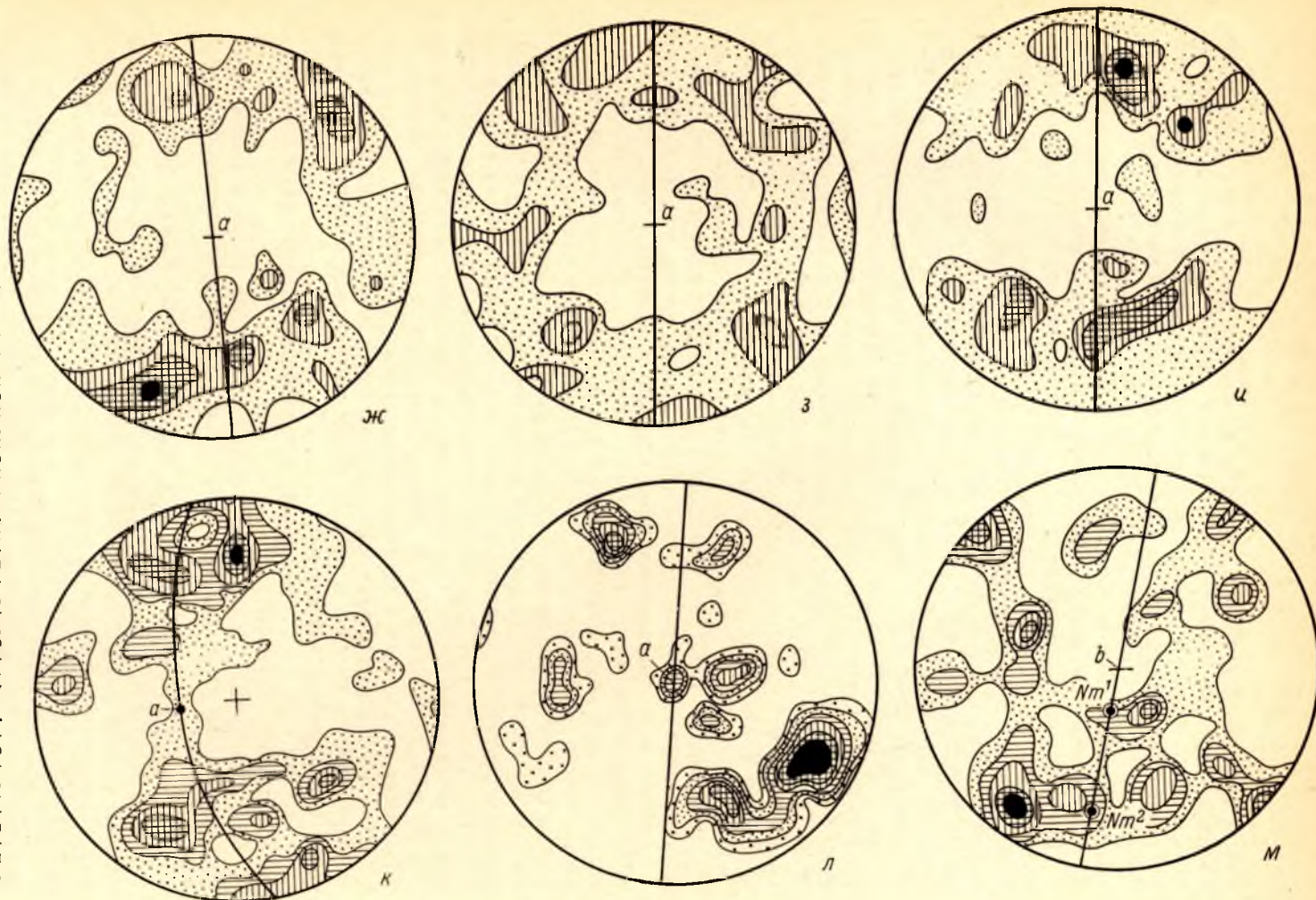


Рис. 33 (продолжение).

кварц перекристаллизован примерно на стадию выше, чем в кварцевых слоях из того же образца. Качественное различие состоит в появлении новых компонентов и новых характеристик прежних компонентов, отсутствующих в кварцевых слоях. Другими словами, слои разного химического состава ведут себя неодинаково в одних и тех же общих условиях деформации. Каждый слой мощностью около 1 см оказывается, следовательно, не только самостоятельной химической, но и физической системой.

Сравним теперь поведение кварца в рудных и нерудных слоях грюнеритсодержащих кварцитов. Ориентировка [0001] кварца в рудных слоях была замерена в трех шлифах. Результаты представлены на рис. 33, *ж—и* в соответствии с характером кварца кварцевых слоев. Рассматривая эти узоры и сравнивая их с узорами, полученными для кварцевых слоев (рис. 32, *м* и 33, *а*), обнаруживаем, что они развиты в целом заметно хуже и характеризуются более высокой мерой изотропности. Так, например, в обр. 22-3 (рис. 33, *и*) кварц в рудном слое обнаруживает только общую концентрацию [0001] в широкой зоне вокруг b_c -оси, тогда как в кварцевом слое (рис. 33, *а*) отчетливо выражена траектория малокругового пояса. В обр. 119-32 (рис. 32 *м*, и 33, *з*) устанавливаются такие же различия, здесь, кроме того, в рудном слое присутствует дополнительная концентрация в области c_c -оси, обуславливающая близость узора к $a_c b_c$ -поясу [0001]. Только в обр. 99-35 (рис. 33, *ж*) вполне отчетливо проявлена тенденция к расположению [0001] по траектории малого круга вокруг e_c -оси. Существование такой траектории в узоре кварца рудных слоев, ассоциирующегося с наименее перекристаллизованным кварцем кварцевых слоев; появление в следующих узорах S -тектонитового максимума, представляющего довольно поздний компонент свободного роста; общая более высокая степень изотропности дают основания для заключения, что в рудных слоях значительно сильнее по сравнению с кварцевыми развиты поздние модификации кварца и в целом кварц, несмотря на плохое совершенство узоров, оказывается перекристаллизованным сильнее. В то же время узоры кварца в тех и других слоях в сущности являются однотипными и качественные различия между ними отсутствуют. Следовательно, в грюнеритсодержащих кварцитах не обнаруживается столь резкого различия в поведении химически различных слоев, как в щелочно-амфиболовых кварцитах.

Итак, резюмируя изложенные данные о типах и развитии узоров кварца в слоях разного состава в разных типах железистых кварцитов, можно сделать следующие заключения:

1. Кварц в рудных слоях перекристаллизован сильнее, чем в чисто или преобладающе кварцевых.

2. В кварцевых слоях грюнеритовых кварцитов кварц в целом перекристаллизован сильнее, чем в таких же слоях щелочно-амфиболовых кварцитов.

3. В своем развитии узоры проходят через одни и те же стадии перекристаллизации в рамках единого процесса деформации пород. Узорами каждой стадии перекристаллизации кварца щелочно-амфиболовых кварцитов соответствуют такие же узоры отдельных стадий перекристаллизации грюнеритсодержащих кварцитов.

4. В рудных слоях грюнеритсодержащих кварцитов узоры кварца однотипны с узорами кварцевых слоев, тогда как в рудных слоях щелочно-амфиболовых кварцитов ориентировка кварца, а значит, и поведение его в ходе деформации существенно отличаются от кварца кварцевых слоев. Особенно четкие относительные различия и наибольшая обособленность свойственны узору кварца рудных слоев, располагающихся в середине общей последовательности развития (обр. 62-9). Это же свойственно и узору кварца рудных слоев грюнеритсодержащих кварцитов (обр. 119-32), где заметную роль играет компонент свободного роста.

Таким образом, в рудных слоях кварц обнаруживает те или иные различия в поведении только на определенной стадии общего процесса перекристаллизации.

5. Компонент изотропности в узорах [0001] кварца имеет двойное происхождение. Он обязан как развитию посттектонического неориентированного кварца, так и сохранению первичного изотропного распределения на протяжении всего хода деформации.

М е т а м о р ф и ч е с к и е п р о ж и л к и. Перейдем теперь к характеристике узоров кварца из метаморфических прожилков, имея в виду под этим названием жильные, преобладающе кварцевые выполнения, не обнаруживающие явных следов образования за счет перекристаллизации *in situ* кварца кварцевых слоев. В то же время состав и распределение прожилков внутри породы тесно связаны с окружением. Все они следуют плоскостям сланцеватости или выполняют сколовые трещины и трещины отрыва, пересекающиеся между собой и со сланцеватостью вдоль b_0 -оси, причем только наиболее поздние жильные образования обнаруживают некоторую независимость от макростроения. Состав их также теснейшим образом связан с составом пород. В ранних метаморфических прожилках не только набор, но и даже пропорции минералов повторяют состав окружающей породы (рис. 39, е). Наконец, метаморфические прожилки появляются только с конца первой и особенно широко развиты в образцах главной и последующей стадий перекристаллизации кварца, тогда как самые последние прожилки обнаруживаются и в породах с наиболее сохранившимися реликтовыми особенностями.

Эволюция составов метаморфических прожилков зависит от характера окружающей породы и прежде всего от ее валового химического состава, но вместе с тем она следует единому направлению, которое отвечает общей последовательности смены низкотемпературных минералов высокотемпературными и снова низкотемпературными. Так, например, в щелочно-амфиболовых магнетитовых кварцитах устанавливается следующая последовательность:¹ 1) кварц—магнетит (+сидерит или магнезисидерит); 2) кварц—светлый голубой амфибол—сидерит или магнезисидерит (+магнетит+зеленый биотит); 3) кварц—темный, синий амфибол—доломит (+кальцит+буро-зеленый биотит+мартит+эгирин); 4) кварц—синий амфибол—доломит и кальцит—коричневый биотит—микроклин—гематит; 5) кварц—коричневый биотит—кальцит—микроклин; 6) кварц—полевошпат—кальцит; 7) кварц (+альбит+кальцит+хлорит). Нужно отметить, что у части прожилков, имеющих состав (3), силикаты и карбонаты неориентированы, а в прожилках состава (4) и далее ориентировка, как правило, отсутствует. Напротив, в прожилках первых стадий ориентировка очень совершенная. Меняется также и облик кварца, который постоянно в направлении (1 → 7) увеличивает размер зерен вплоть до 2—3 мм; начиная с состава (3), имеет равные размеры по всем трем осям, а кварц составов (6) и (7) теряет гранобластовый облик, приобретает тонкозубчатые границы и внутреннее мозаично-блоковое строение с реликтами волнистого угасания.

В грюнеритсодержащих кварцитах последовательность та же самая, только грюнерит, начиная примерно с состава (4), испытывает замещение сине-зеленым амфиболом, ассоциирующимся с коричневым биотитом. Кроме того, здесь отсутствуют мартит и гематит, а вместо них должен быть отмечен пирит.

Эволюция состава метаморфических прожилков полностью соответствует минералогическим изменениям в окружающей породе; как состав, так и ориентировка таких минералов, как силикаты и карбонаты, в про-

¹ В скобках даны второстепенные, иногда отсутствующие фазы.

жилках и породе одинаковы и равновесны. Все эти петрографические данные позволяют сделать заключение, что формирование жильных выполнений шло параллельно с метаморфизмом и перекристаллизацией пород, и сами прожилки выступают как одно из проявлений метаморфической дифференциации вещества с его растворением, переносом и отложением.

Были изучены узоры кварца в прожилках обр. 42-79 и 89-51 (рис. 33, *к, л*). Первый из них представляет родусито-магнетитовый, а второй эгирино-родусито-магнетитовый кварцит. В обоих образцах родусит принадлежит к поздней темноокрашенной окисленной разновидности, однако в первом образце он неориентирован и образует как порфиробласты, так и рассеянные в породе лучистые срастания призматических зерен, растущих во все стороны из одного центра. Во втором образце родусит и эгирин четко ориентированы. Следует отметить, что эгирин появляется на поздних стадиях минералообразования и позднее темного родусита, хотя на определенном интервале ассоциирует с ним, а затем исчезает. В частности, в обр. 89-51 эгирин содержит обильные включения мелких игольчатых зерен родусита, ассоциирует с более крупными и широкопризматическими зернами, и, кроме того, здесь встречаются отдельные неориентированные пойкилопорфиробласты более позднего родусита. Таким образом, амфибол в обр. 42-79 является в целом более поздним, чем в обр. 89-51.

Метаморфический прожилок в обр. 42-79 идет вдоль сланцеватости и сложен равноразмерным гранобластовым кварцем, коричневым биотитом, микроклином (оба в небольшом количестве) и неориентированными крупными зернами родусита и карбоната. Границы этого прожилка очень резкие, прямолинейные, мелкие зерна микроклина локализуются в узкой зоне вдоль границ и ассоциируются здесь с тонкоперетертым бластомилонитовым кварцем, что свидетельствует о формировании прожилка во время действия дифференциальных движений. Эти границы пересекаются неориентированными амфиболом и карбонатом. Напротив, в обр. 89—51 микроклино-кварцевый прожилок является более поздним, чем эгирин и преобладающая часть амфибола основной массы. Кварц в нем имеет неправильные контуры, тонко зубчатые границы и обладает внутренним мозаично-блоковым строением.

Узор [0001] кварца в обр. 42-79 (рис. 33, *к*) характеризуется четким сжатым малым кругом, на траектории которого располагается b_c -ось. Хорошо проявлена также тенденция к рассеиванию [0001] в пояс, параллельный сланцеватости, и отмечается наличие слабой концентрации осей нормально к сланцеватости (S -тектонитовый компонент). Все особенности этого узора, следовательно, идентичны со специфическими особенностями кварца в рудных слоях щелочно-амфиболовых кварцитов.

Второй узор [0001]-осей кварца из позднего прожилка в обр. 89-51 (рис. 33, *л*) характеризуется изотропным характером, поэтому образование этого прожилка может датироваться как посттектоническое. Этот возраст, очевидно, имеет вся группа прожилков, отвечающих составам (6) и (7).

Таким образом, изучение ориентировки кварца в метаморфических прожилках вскрывает то же общее направление развития узоров, которое было установлено для кварца из кварцевых и рудных слоев. С другой стороны, изучение ориентировки кварца подтверждает справедливость заключения, основанного на петрографическом изучении, что метаморфические прожилки формировались параллельно с перекристаллизацией и метаморфическими изменениями пород.

Условия формирования первичных узоров в кварце. Анализ структурных данных, так же как и рассмотрение возможных тектонических условий формирования первых структур, приводит к общему заключению, что в рассматриваемом районе местные b_c -оси параллельны a_x -оси. Очевидно, это является основной причиной того, что рас-

смотренные узоры [0001] занимают промежуточное положение между узорами обычных *B*-тектонитов, формировавшихся в условиях совпадения b_c -осей с b_x -осями, для которых свойственны $a_c c_c$ -поояса [0001] (Weiss, 1954), и узорами *a*-тектонитов, где [0001] обычно идет вдоль a_c -оси (Ферберн, 1949).

В ходе эволюции узоров кварцевых слоев неплоскостная коническая траектория [0001] вокруг b_c -оси постепенно разворачивается и приближается к плоскостной, но нигде не достигает ее и не создает $a_c c_c$ -поояса [0001]. Распад малокруговой траектории [0001] в кварцевых слоях с образованием двух пар максимумов, одна из которых приближается к $a_c b_c$ -плоскости и $b_1^1 = a_1^1$ -оси, указывает на приближение к *a*-тектонитам. В рудных слоях и метаморфических прожилках тип узоров особенно близок к *a*-тектонитам, но не идентичен с ним из-за малокругового характера траектории [0001]. Специфическая особенность рассмотренных узоров, состоящая в неплоскостном характере распределения [0001], скорее всего, отражает неплоскостной характер деформации и, возможно, винтовой характер b_c -оси.

Развитие ориентировки, несмотря на определенные вариации, шло в одном общем направлении во всех изученных текстурных разновидностях кварца. Четкая коррелируемость узоров позволяет выделить общие для всех типов пород стадии перекристаллизации в рамках единого процесса преобразования первоначального состава и облика пород, охарактеризовать эти стадии с точки зрения минералогических изменений, формирования метаморфических текстур и их отношения к тектоническим движениям. Три стадии развития узоров отвечают раннекинематическим, синкинематическим и, наконец, поздние- и посткинематическим условиям.

Вместе с тем устанавливается, что изученные узоры образуют два ряда, различающихся характером и в определенной мере направлением развития. Первый ряд составляют узоры [0001] кварца кварцевых слоев; второй — узоры [0001] кварца рудных слоев и метаморфических прожилков. Идентичность узоров [0001] средних стадий перекристаллизации рудных слоев с синкинематическими прожилками свидетельствует о тождественности механизма формирования предпочтительной ориентировки.

Очевидно, что для синкинематических прожилков, образование которых требует растворения, переноса и отложения вещества, определяющим механизмом должна была выступать ориентированная кристаллизация, когда минерал растет, все время находясь не только в химическом и физико-химическом, но и механическом (пространственном) равновесии с динамической средой. Следовательно, устанавливаемая более высокая степень и скорость перекристаллизации кварца в рудных слоях объясняется тем, что здесь процесс перекристаллизации, скорее всего в силу локальных особенностей химизма, быстрее перерастает фактически в неокристаллизацию, ориентированную кристаллизацию. Таким фактором, ускоряющим скорость перекристаллизации и растворение кварца, очевидно, являются FeO и MgO, которые концентрируются в рудных слоях (магнетит и силикаты). Напротив, Fe₂O₃ выступает как замедлитель перекристаллизации и избыток его в кварцевых слоях щелочно-амфиболовых кварцитов приводит к тому, что они в целом менее всего перекристаллизованы. По этой причине неоминерализация через растворение и переотложение зерен, возможно, была не единственным ориентирующим процессом и действовала наряду с механической переориентировкой зерен путем их вращения и внутренней трансляции. Однако очень высокая дисперсность зерен в принципе должна ограничивать действие этого процесса.

Сохранение компонента изотропности даже в самых совершенных узорах [0001] кварцевых слоев находится в явном контрасте с высокой степенью деформации пород, очевидно, превышающей 400% (стр. 70). Однако

компонент изотропности постоянно и в такой же мере развит в узорах [0001] второго ряда, что при высокой степени деформации указывает на большую роль и вероятно, высокую величину гидростатического давления. С другой стороны, гидростатическое давление выступает как немаловажная причина сохранения реликтового изотропного компонента.

Таким образом, полученные данные не могут быть объяснены с позиций универсальной подчиненности ориентировки плану внутренних движений и требуют учета влияния на качественные особенности ее всех динамических факторов среды, тогда как на количественные особенности ориентировки заметно влияет состав среды.

Влияние наложенных деформаций на ориентировку кварца

Ориентировка кварца в участках проявления наложенных деформаций изучалась не столь детально, как ориентировка в участках их макроскопического отсутствия. Общая цель состояла в установлении морфологических черт вторичных узоров, а также в получении данных о влиянии наложенных деформаций на характер узоров. Следует отметить, что отражение наложенных деформаций во внутренней структуре пород и многообразные аспекты изменения первоначальной ориентировки представляют собой специальную, большую проблему, которая фактически еще только начала изучаться (Dhonau, 1961; Gangopadhyay, Johnson, 1962). Ниже рассматриваются результаты изучения ориентировки [0001] кварца в четырех образцах, взятых из разных частей района.

Обр. 171-53 (рис. 33, м) был взят в одной из скважин южного участка и приурочен к участку общего ослабления вторых движений. Как отмечалось в главе III, на южном участке месторождения плоскостные структурные элементы, созданные в ходе первых и вторых движений, имеют близкое залегание, и по мере ослабления вторых движений (при движении на запад) вторая сланцеватость становится все более параллельной первой, приспособляясь к ней. Как отражение этих взаимоотношений, в образце макроскопически присутствует только одна сланцеватость и линейность. Однако изучение ориентировки биотита (Лазарев, Белоусов, 1967) свидетельствует о влиянии наложенной складчатости на характер микростроения.

Как видно из диаграммы, главной чертой узора является непрерывный малокруговой пояс [0001], центр которого образует большой угол со сланцеватостью и, следовательно, располагается вблизи c_c -оси. На траектории пояса располагается несколько максимумов, из которых главными являются два максимума, приуроченные к основному кругу проекции и, следовательно, лежащие в плоскости, нормальной и макроскопической линейности ($l^1 = b_c$). Другой особенностью узора является дополнительная концентрация [0001], приуроченных к макроскопической сланцеватости и локализованных в области основной концентрации Nm -осей биотита, обусловленной наложенной деформацией (l^2).

Обр. 275-3 (рис. 34, а) был взят также на южном участке месторождения, но в его крайней восточной части, где вторые складки развиты повсеместно и интенсивно. Образец приурочен к сводовой части одной из мелких вторых антиклиналей, ось которой (b^2) полого, под углом в 17° погружается на запад и близка к β -оси.

Распределение [0001]-осей кварца в этом образце во многих отношениях сходно с предыдущим узором. Как и в первом случае, главной особенностью узора является наличие двух периферических максимумов, лежащих на общей непрерывной малокруговой траектории, асимметричной относительно осевой плоскости второй складки. Другая часть [0001] приурочена, во-первых, к траектории l^1 , вблизи места выхода l^1 в шлифе, и, во-вторых,

к S^1 , образуя дополнительную концентрацию около выхода a_c^1 -оси. Хотя эти дополнительные особенности узора как будто бы отличают его от узора в обр. 171-53, однако, если повернуть S^1 в положение, параллельное ОП-2, мы получим узор, идентичный с узором в обр. 171-53. К тому же следует добавить, что в этом положении траектория l^1 также совпала бы с ОП-2.

Таким образом, на основании рассмотрения этих двух узоров можно заключить, что в ходе второй складчатости первичные узоры [0001] кварца были сильно преобразованы. Во вторичных узорах отсутствует малый круг вокруг l^1 , хотя часть [0001] продолжает оставаться в местах выхода a_c^1 -и b_c^1 -осей. Совершенно новой и в то же время основной особенностью вторичных узоров является появление малого круга [0001], траектория которого идет вокруг выхода c_c^2 -оси.

Дальнейшее развитие вторичного узора может быть прослежено на примере обр. 25-6, взятого из северной части района севернее оз. Корпанги в полевошпато-слюдистых гнейсах детального участка (см. гл. III). В этой части района, как устанавливается структурным изучением, вторые движения и сопровождающие их перекристаллизация и метаморфизм пород проявились наиболее интенсивно. В обр. 25-6 слоистость и первая сланцеватость образуют большой угол со второй сланцеватостью, однако l^1 и l^2 ($=b^2$) совпадают между собой.

В узоре обнаруживаются три основных максимума (рис. 34, б). Два четких периферических максимума образуют большой угол со второй сланцеватостью и лежат на разорванной малокруговой траектории. Центр малого круга здесь совпадает с c_c^2 -осью. Эти индивидуальные особенности узора в согласии с геологическими данными свидетельствуют о более высокой степени переориентировки кварца и представляют собой дальнейшее развитие первых двух узоров. С другой стороны, они указывают, что асимметричность малокруговой траектории относительно второй сланцеватости, наблюдаемая в первых двух узорах, является своеобразным отражением влияния первоначального строения, постепенно все более уничтожаемого в ходе наложенной перекристаллизации пород.

Третий максимум [0001] располагается в центре диаграммы, совпадая с l^1 и l^2 . Он сопровождается также дополнительной концентрацией [0001], лежащей на S^1 . Все это полностью соответствует особенностям, устанавливаемым в двух предыдущих образцах.

В обр. 25-6 кварц представлен крупными зернами, часто обнаруживающими внутреннее мозаично-блоковое строение, свидетельствующее о начавшемся распаде крупных зерен на более мелкие. При этом отдельные зоны одного зерна образуют все переходы от плавной смены одной зоны другой с общим эффектом волнистого угасания до четко очерченных блоковых участков, представляющих уже вполне обособленные мелкие зерна. В таких сложных зернах ориентировка [0001] отдельных зон колеблется, как правило, в пределах 10° , иногда 25° между крайними положениями. В абсолютном большинстве зерен колебания ориентировки [0001] происходят в одной плоскости. Как правило, в последовательно идущих зонах [0001] все более смещается в одном направлении, но в некоторых зернах с особенно развитой зональностью колебания в одном направлении чередуются с колебаниями в другом, так что порядок расположения [0001] на общей плоскостной траектории не соответствует порядку последовательной смены зон в зерне.

Было замерено 68 плоскостей рассеивания [0001] в сложных зернах, и распределение полюсов этих плоскостей иллюстрируется на диаграмме рис. 34, в. Как видно из рисунка, эти полюса плоскостей вращения [0001] распределяются в целом вдоль S^2 и образуют четкий максимум концентрации вдоль l^1 и b^2 . Сопоставление распределения полюсов плоскостей вращения [0001] с узором [0001], кроме того, показало, что такой общий харак-

b — макроскопическая линейность; ab — сланцеватость; a — обр. 275-3, биотито-роговообманково-магнетитовый кварцит, кварц из кварцевых слоев, 300 зерен, контуры 1—1.5—2—2.5—3%, b — ось второй складки, l^1 — макроскопическая ранняя линейность в месте среза шлифа, $пунктир$ — траектория l^1 в образце, S^1 — слоистость и первая сланцеватость, ОП-2 — осевая плоскость второй складки, b —270°, $\angle 17^\circ$, ОП-2 — 265°, $СЗ$ $\angle 76^\circ$; b — обр. 25-6, полевошпато-мусковито-биотито-кварцевый гнейсо-сланец, 438 зерен кварца, контуры 0.5—1—1.5—2%, S^1 и S^2 — первая сланцеватость (и слоистость) и вторая сланцеватость соответственно, $l^1=b^1$ — минеральная линейность (первая), совпадающая с осью второй складки, S^2 — 345°, $СВ$ $\angle 86^\circ$, b^2 и l^1 — 347°, $\angle 48^\circ$; e — обр. 25-6, 68 полюсов плоскостей вращения $\{0001\}$ кварца, контуры 1—2—3—4%, обозначения см. на рис. 34, б, данные по биотиту — на рис. 34, и; e — обр. 108-ч, биотито-грюнеритовый кварцит, 300 зерен кварца, контуры 0.5—1—1.5%, S^1 , S^2 , S^3 — ориентировка слоистости (и первой сланцеватости), второй сланцеватости и третьего кливажа соответственно (S^2 по данным изучения ориентировки биотита, Лазарев, Белоусов, 1967), $l^1=b^1$ — первая линейность, l^2 — третья линейность; d — обр. 177-16, актинолито-биотито-магнетитовый кварцит, 450 зерен кварца из кварцевых слоев, контуры 1—1.5—2—2.5—3%, нанесена ориентировка слоистости (ab — 300°, $СВ$ — 70—75°; b — 60—65° $\angle 50$ —60°); e — обр. 60-9, родуситовый магнетитовый кварцит, кварц из рудного слоя (ab — 270—280°, $СВ$ $\angle 45$ —50°), 200 зерен, контуры 1—2—3—4%, ориентировку родусита см. на рис. 36.

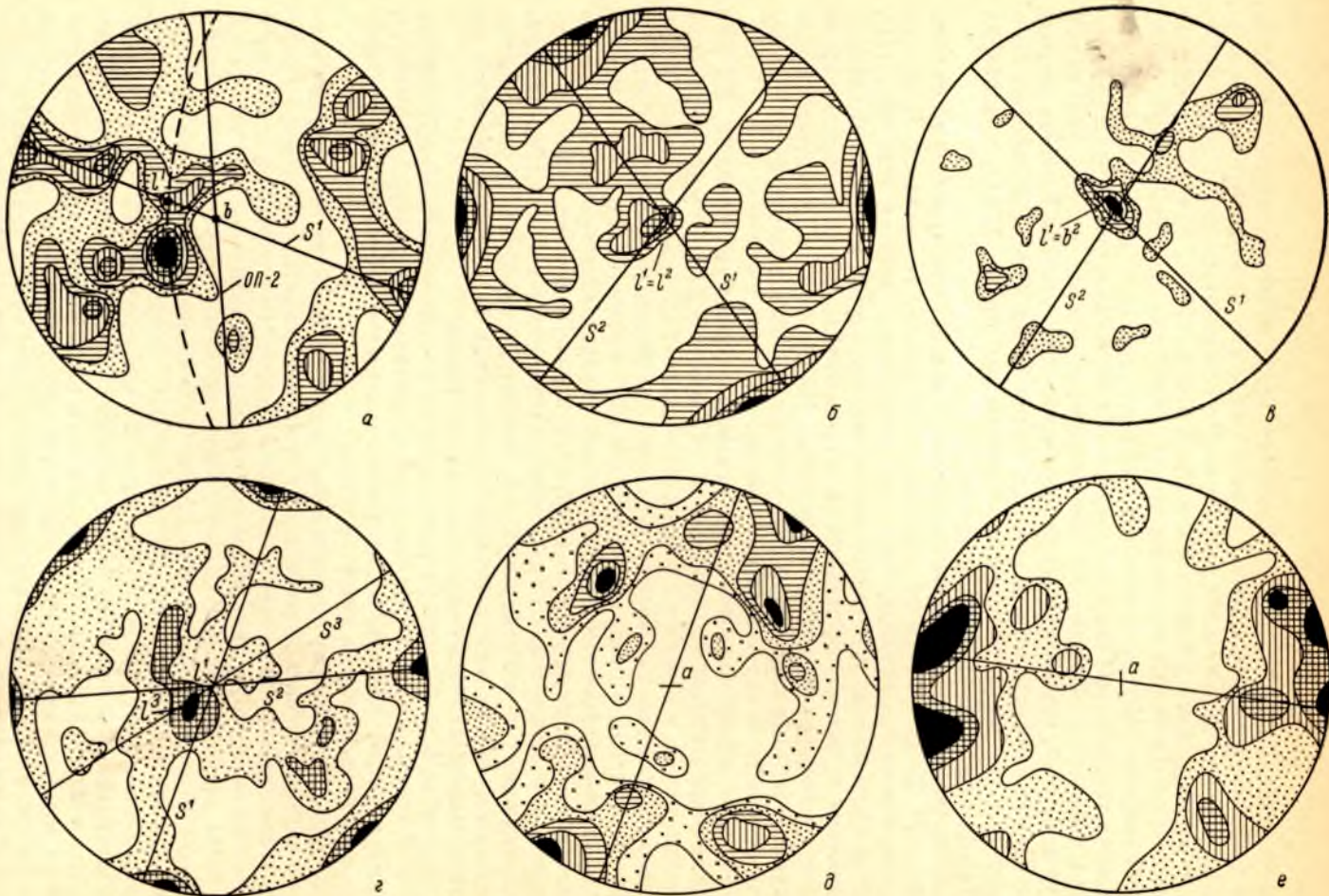


Рис. 34. Ориентировка $\{0001\}$ кварца, $\{001\}$ биотита и ориентировка щелочных амфиболов.

жс—и; жс — обр. 60-9, 200 зерен кварца из прожилков, контуры 1—1.5—2—2.5—3%; ж — обр. 60-9, 100 зерен чистого позднего порфи-робластического кварца, контуры 1—2—3—4%; и — обр. 25-6, полюса спайности 212 зерен биотита, контуры 0.5—1—1.5—2—3—4%, обозначения см. на рис. 34, б: κ — обр. 92-25, [001] и [010]=Ng в 150 зернах родусита, [001] в центре, параллельно макроскопической линейности, контуры 10—20—30 (до 45%) на 1%, [010] в поясе нормально к линейности, контуры 2—4—6—8 (до 10%), I, II, III—компоненты узора [010] (см. рис. 40, ж); λ — обр. 92-25, ориентировка Nm (в центре), Nr и нормалей к {100}, распределение Nm околонуно, контуры 5—10—15—20—25%, Nr и нормали к {100} каждого зерна соединены стрелкой, направленной от Nr; ж — обр. 114-10, [001] и [010] в 100 зернах родусита, [001] параллельно линейности с рас-сеиванием в пояс плоскости сланцеватости, контуры 1—10—20—30% оставлены свободными, для [010] контуры 1—4—7—14% даны в услов-ных знаках.

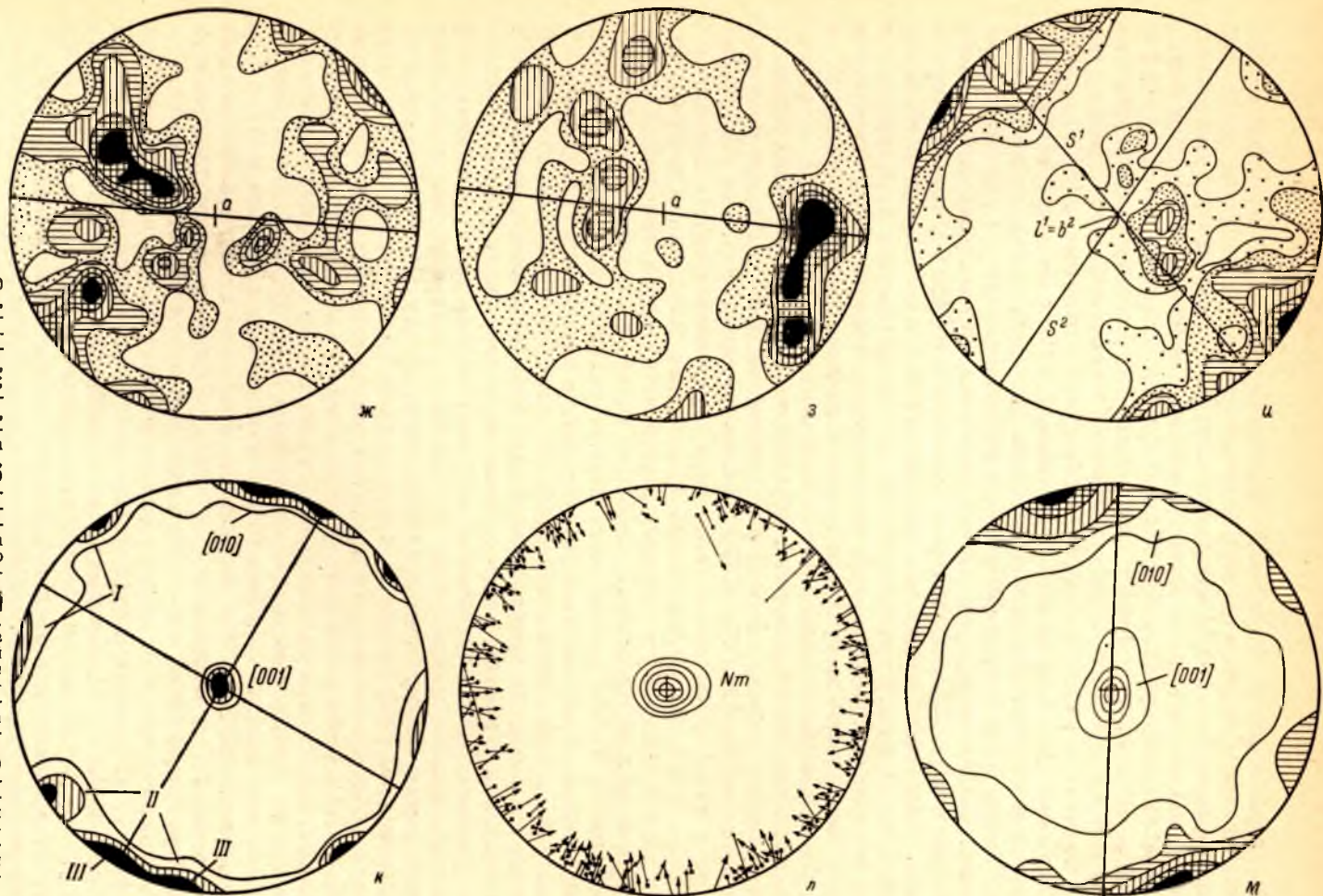


Рис. 34 (продолжение).

тер узора полюсов плоскостей вращения обусловлен зернами, [0001] которых лежат в области двух периферических максимумов, тогда как в сложных зернах с [0001], приуроченными к центральной части диаграммы, полюса плоскостей их вращения оказываются совпадающими со статистической ориентировкой [0001] первых зерен. Таким образом, [0001] и второе, нормальное к [0001] направление двух статистических совокупностей зерен являются взаимно и обратно связанными друг с другом, так что нормаль к [0001] у одной совокупности совпадает с [0001] другой и наоборот. Так как плоскость колебаний [0001] является в сущности плоскостью оптических осей всего зерна, нормаль к ней можно принять за Nm -ось. Если так, то общую ориентировку кварца в данном образце можно геометрически представить в виду двух супериндивидов. У первого супериндивида Np -оси, которые параллельны [0001], располагаются вдоль поверхности конуса, ось которого нормальна к S^2 , а угол образующей конуса с осью равен примерно 30° . На поверхности конуса существует две области предпочтительной концентрации, геометрически отвечающие месту пересечения поверхности конуса с плоскостью, нормальной к S^2 и b^2 . Nm -оси первого супериндивида приурочены к плоскости S^2 , а область их предпочтительной концентрации представляет направление, статистически параллельное b^2 . У второго супериндивида Np - и Nm -оси меняются местами, соответствуя Nm и Np первого супериндивида. Все компоненты узора в итоге оказываются закономерно связанными друг с другом.

Обр. 108-9, иллюстрирующий воздействие наложенных деформаций, был взят в скважине в меридиональной ветви пород гимольской серии на территории месторождения, несколько южнее дополнительного флексугообразного изгиба направления первых складок, вызванного вторыми движениями. В образце присутствует также линейность l^3 и квиваж S^3 , созданные в ходе третьих движений. На диаграмму (рис. 34, г) дополнительно по данным изучения ориентировки биотита нанесено положение S^2 .

Узор, как и раньше, резко отличается от первичных узоров и состоит из $a_c c_c$ -пояса [0001] (принимая l^1 за b_c -ось) с тремя равномерно (через 60°) распределенными максимумами внутри него. Этот пояс сопровождается центральным максимумом, локализованным между l^1 и l^3 . Как наличие концентрации [0001] около l^1 , так и существование периферических максимумов сближают этот узор с предыдущими, но отсутствует малокруговой пояс [0001], нормальный к S^2 . В то же время характер расположения отдельных максимумов на диаграмме таков, что не позволяет генетически связать их с определенными структурными элементами. Можно отметить только, что один из периферических максимумов нормален к S^3 , а два других лежат на S^1 и S^2 соответственно, тогда как центральный максимум приурочен к S^2 и отклонен от l^1 в сторону l^3 , что позволяет предполагать геометрическую связь с третьей генерацией структурных элементов.

Подводя общий итог характеристике влияния наложенных деформаций на узор [0001] кварца, можно сказать, что это влияние оказывается весьма существенным и в то же время весьма однообразным. Особенно четко устанавливаются особенности, свойственные узорам тех образцов, которые испытали воздействие второй деформации. Разрушение первичных узоров сопровождается уничтожением малого круга [0001] вокруг b_c^0 -осей, но сохраняется единая концентрация [0001] около b_c^1 -оси, а также на S^1 в стороне от b_c^1 -оси. Основной же особенностью вторичных узоров является образование малокруговых траекторий распределения [0001] под большим углом к S^2 . Эти общие черты вторичных узоров позволяют оценить влияние наложенных (вторых) движений на узор кварца в других образцах железистых кварцитов на южном участке месторождения. Так, например, в обр. 177-16 (рис. 34, е) узор кварца в магнетито-кварцевых слоях весьма близок к первичным узорам центрального участка.

В обр. 60-9 была изучена ориентировка кварца в магнетитовых слоях, прожилках и, кроме того, замерено 100 зерен чистого крупного кварца, вкрапленного в более мелкозернистом агрегате кварцевых зерен кварцевых слоев. Эти три узора представлены на рис. 34, *ж—и*. Все они сходны между собой в том отношении, что $[0001]$ концентрируются в широкой области около b_0^1 -оси, а на рис. 34, *з, и*, идентичных по характеру узора, сохраняется и тенденция к локализации $[0001]$ на малом круге вокруг b_0^1 -оси. Эти главные черты узоров аналогичны первичным узорам центрального участка, частично разрушенным. Узор кварца из магнетитовых слоев наиболее отклоняется от первичного, и он обладает наиболее совершенным характером (рис. 34, *ж*). Здесь уже отсутствует малый круг $[0001]$, вместо которого развита единая резкая концентрация около b_0^1 -оси. Кроме того, появляются два максимума, расположенные в b_0c_0 -плоскости под большим углом к S , которые идентичны с максимумами вторичных узоров, хотя связывающий их малокруговой пояс $[0001]$ в рассматриваемом узоре отсутствует. В целом узор характеризуется начальными, но уже вполне четко выраженными особенностями, свойственными вторичным узорам, и документирует переход первичных узоров во вторичные. Особенный интерес представляет тот факт, что именно кварц магнетитовых слоев обнаруживает распределение, наиболее близкое к вторичным узорам, т. е. оказывается наиболее чутко реагирующим на внешнее воздействие, и перекристаллизация его идет быстрее.

БИОТИТ

Текстурные разновидности

Содержание биотита в железистых кварцитах подвержено очень сильным колебаниям, от 50—60% до нуля. Он развит в широкой области составов железистых кварцитов от безрудных до наиболее богатых, но общая закономерность состоит в уменьшении содержания биотита с уменьшением отношения $Fe_{\text{св}}/Fe_{\text{рудн}}$, увеличением Fe и Fe'''/Fe'' . Выделяется несколько текстурных разновидностей биотита.

Первая разновидность представлена биотитом, который формировался в ходе метаморфизма как продукт замещения на месте более ранних скорее всего первичноосадочных силикатов, слагавших обособленные слои. В единичных случаях в шлифах из центральной части месторождения удается установить, что биотит образуется за счет замещения более раннего железистого хлорита. Поэтому биотит первой разновидности выступает как эквивалент (по текстурной роли) первичноосадочных минералов. В то же время каждая пластинка его внутри слоя ориентирована вдоль сланцеватости, а пересечения их друг с другом образуют макроскопическую линейность, т. е. ориентировка биотита оказывается подчиненной тектоническим элементам строения. В своем распространении первая разновидность ограничена только безрудными и малорудными кварцитами, где $Fe_{\text{раств}}$ (рудного) менее 30%, а на силикатное железо приходится от 15 до 90% общего количества железа.

Вторая разновидность представлена биотитом в виде рассеянных листочков или тонких прерывистых листообразных скоплений, идущих вдоль сланцеватости. Она существует во всех биотитсодержащих разновидностях кварцитов, в том числе и совместно с первой, однако содержание этой разновидности ограничено определенным верхним пределом. При отсутствии первой разновидности на биотит приходится не более 2—3% от общего количества железа в породе. Однако состав, оптические свойства, ориентировка и размеры зерен биотита идентичны с биотитом первой разновидности. Обе разновидности формировались одновременно, хотя первая, возможно, начала формироваться раньше, но биотит второй разновидности

не испытывает никакого влияния реликтового строения и является продуктом реакций, идущих без участия дометаморфических силикатов, т. е. в полном смысле является новообразованием.

Третья разновидность биотита представлена крупными посткинематическими неориентированными порфиробластами. Биотит этой разновидности не связан с какими-либо макроструктурными элементами, а характер включений свидетельствует о его формировании в статической обстановке при отсутствии внутренних движений. Эта разновидность присутствует как в кварцитах центрального участка, не испытавших заметного повсеместного воздействия наложенной деформации, так и на южном участке и является здесь посттектонической по отношению к вторым движениям. В настоящее время нельзя сказать, формировался ли неориентированный биотит только один раз или его образование было неоднократным. Третья разновидность имеет подчиненное значение, обычно отдельные пойкилопорфиробласты присутствуют совместно с более мелкими ориентированными зернами, как правило, заметно укрупненными по сравнению с образцами, где третья разновидность отсутствует совершенно (рис. 41, з). В некоторых случаях неориентированный биотит является единственным, и какие-либо следы более ранних биотитов отсутствуют (рис. 41, и).

Биотиты железистых кварцитов по своему составу относятся к селадонитам (Фостер, 1959) и могут быть представлены как твердые растворы серии флогопит—аннит—оксианнит. Вследствие этого для них характерен плеохроизм в светлых зеленовато-желтых (Np) и густо-зеленых (Ng , Nm) тонах с увеличением роли бурых оттенков окраски при увеличении содержания оксианнита. Кроме того, биотиты характеризуются заметной величиной угла угасания, обычно равного 9° и уменьшающегося с увеличением в составе биотита содержания оксианнитового и флогопитового компонентов. Столь высокая величина угла угасания делает возможным определение полной кристаллографической ориентировки слюды. Замеряя наряду с $\{001\}$ также положение плоскости индикатриссы $NgNm$, мы определяем как положение $[001]$, так и $[010]$, отвечающей пересечению $NgNm$ с $\{001\}$. Кроме того, создается возможность для разделения разных концов $[010]$ и определения, каким концом, «положительным» или «отрицательным», она предпочтительнее смотрит в глаз наблюдателя.

Ориентировка

Ориентировка биотита была изучена в обр. 25-6, 108-9 и 171-53, в обр. 25-6 и 171-53 он представлен второй разновидностью, в обр. 108-9—первой и образует почти мономинеральные слои мощностью 0.5—1 см. Только в обр. 108-9 и 171-53 могла быть изучена полная ориентировка биотита, так как они представляют собой железистые кварциты: безрудный карбонатно-грюнерито-биотитовый и эпидото-биотито-магнетитовый кварцит с небольшим количеством голубоватого амфибола соответственно. Все образцы взяты из участков заметного проявления наложенной деформации. Места их взятия и другие общие данные приведены при описании вторичных узоров кварца.

Выбор образцов для изучения определился двумя основными условиями: во-первых, получением возможно более всесторонних данных из меньшего материала и, во-вторых, значительно более крупными размерами биотита в породах, затронутых наложенными деформациями. Ни в одном из шлифов из центрального участка биотит не достигает такой величины зерен, чтобы его можно было замерять на федоровском столике даже с применением объективов ОСФ-10, 16. Использование же больших увеличений слишком увеличило бы время, необходимое для проведения массовых замеров.

Образец 25-6. Узор полюсов спайности [001] (рис. 34, и) имеет сложный характер. Как это свойственно для ориентировки слюды, главный максимум [001] нормален к сланцеватости, причем в данном случае к S^2 , однако этот максимум сопровождается дополнительными концентрациями [001], образующими два прерывистых пояса осей. Первый пояс идет вдоль большого круга проекции, и плоскость его нормальна к $b_0^2=l^1$ и линии пересечения S^1 и S^2 . Дополнительные максимумы на этом поясе располагаются вблизи главного максимума и образуют единую область наибольшей концентрации [001]. Однако один из слабых дополнительных максимумов оказывается изолированным, и отвечающее ему положение пластинок биотита подчеркивает первую сланцеватость. Таким образом, биотит сильно переориентирован в положение, равновесное с S^2 , однако некоторые реликтовые черты предшествующей ориентировки сохраняются.

Второй пояс [001] идет нормально к первому и проходит через $b_0^2=l^1$. Он также имеет плоскостной характер. Полюс его, или ось геометрического вращения пластинок слюды, лежит на S^2 , но оказывается нормальной к b_0^2 . Сопоставляя эти геометрические взаимоотношения с результатами структурного анализа и принимая во внимание, что в месте взятия образца b_0^2 -ось совпадает с a_2^2 -осью, можно заключить, что второй пояс [001] оказывается нормальным к β -оси наложенной складчатости.

Таким образом, два компонента узора [001] биотита оказываются связанными с разными генетическими типами наложенных структурных элементов. Первый компонент оказывается полностью подчиненным наблюдаемым петроструктурным элементам, и геометрическая ось вращения b_0^2 является его осью симметрии. Осью симметрии второго компонента является кинематическая β -ось, также лежащая в S^2 .

Появление этих двух компонентов в комплексном узоре может быть объяснено следующим образом. Поскольку b_0^2 совпадает с l^1 , переориентировка первоначального узора биотита с [001] $\perp S^1$ в новое положение с [001] $\perp S^2$ физически легче всего осуществляется по траектории, нормальной к b_0^2 . В результате формирования нового узора будет существовать прерывистый пояс [001] с b_0^2 в качестве оси симметрии. Преобладание концентрации [001] в положении, статистически нормальном к S^2 , говорит о том, что переориентировка зашла далеко, хотя реликтовые черты раннего узора сохраняются. Само существование этого компонента в общем узоре, следовательно, свидетельствует о влиянии первоначального строения на проявление наложенной перекристаллизации.

Второй компонент оказывается не связанным с первоначальной ориентировкой биотита, но вместе с тем он не связан и с b_0^2 , ориентировка которой также зависит от положения S^1 , т. е. второй компонент в широком смысле независим от предшествующего строения. Его появление может быть объяснено только синектонической неокристаллизацией биотита в ориентировке, определяемой характером и ориентировкой кинематических осей. Появление этого компонента, вероятно, является отражением более высокой интенсивности вторых движений и высокой степени метаморфизма в пределах участка оз. Корпанги, где был взят обр. 25-6.

Образцы 108-9 и 171-53. Поскольку данные по ориентировке биотита в этих двух образцах опубликованы (Лазарев, Белоусов, 1967), отметим лишь наиболее важные результаты. В этих образцах, наряду с ориентировкой $\perp \{001\}$, была изучена ориентировка Np и Nm , а также проанализированы вариации углов угасания по группам ориентировки. В обоих образцах устанавливается существование нескольких возрастных генераций биотита, различающихся своими взаимоотношениями, отношением к разновозрастным макроструктурным элементам и оптическими свойствами.

В обр. 108-9 отчетливо выделяются три генерации, связанные с тремя системами структурных элементов, принадлежащих соответственно к первым, вторым и третьим движениям. Биотит всех трех генераций имеет вполне одинаковый состав. В обр. 171-53 отчетливо устанавливаются только первые две генерации, но биотит в них различается по оптическим свойствам.

Все генерации биотита сходны в следующем: во-первых, $\{001\}$ биотитов каждой генерации статистически совпадают с соответствующей макроскопической S , а Nm — с соответствующей макроскопической линейностью (b_c -осями); во-вторых, у всех генераций Nm -оси при совпадении с b_c -осями являются однозначными и смотрят в глаз наблюдателя одним и тем же концом; в-третьих, поляризация Nm одинакова во всех генерациях, т. е. если Nm биотитов одной генерации направлены положительным концом в одну сторону, то в ту же сторону направлены положительные концы Nm биотитов других генераций. Различие ориентировки биотитов разных генераций, таким образом, определяется прежде всего различием залегания макроскопических S и l , т. е. угловыми взаимоотношениями макроскопических структурных элементов.

Первые две возрастные генерации дополнительно сходны между собой и отличаются от третьей генерации тем, что наряду с главной ориентировкой $Nm \parallel b_c$ существует дополнительное равновесное положение $Nm \perp b_c$ в макроскопических S^1 и S^2 . В этом дополнительном положении Nm -оси неполяризованы и, следовательно, b_c -ось выступает как единственное направление поляризации. Следует добавить, что все разновозрастные b_c -оси по своей ориентировке совпадают или образуют острый угол ($< 30^\circ$) с b_c^1 -осью, и последняя, как наиболее четко выраженная и повсеместная, выступает как единственное направление поляризации. Во всех изученных образцах устанавливается предпочтительная связь собственной симметрии субстроений биотитов с петроструктурными геометрическими осями. В то же время в строении биотитов первой и второй генераций обнаруживаются такие компоненты, которые могут быть связаны лишь с кинематическими осями, в частности с β -, или b_k -осью. В обр. 108-9 и 171-53 дополнительная концентрация $Nm^1 \perp l^1$ является параллельной оси Костамукшской синклинали или главной b_k -оси общего плана движений, а дополнительная концентрация $Nm^2 \perp l^2$ параллельна β^2 -оси (оси наложенной складчатости). Таким образом, в микростроении биотита находят свое отражение и b_k -оси общего плана движений. В то же время концентрации осей, связанные с β^2 -осью, развиты в этих образцах слабее, чем в обр. 25-6, что, очевидно, обусловлено более сильным проявлением вторых движений в северной части района. Второе заключение состоит в том, что устанавливаемая структурным анализом тесная внутренняя связь первых и вторых движений подтверждается и качественной идентичностью ориентировки биотита первой и второй генераций.

АМФИБОЛЫ

Амфиболы образуют наиболее изменчивую группу силикатов, присутствующих в железистых кварцитах. Достаточно сказать, что в железистых кварцитах присутствуют члены серии грюнерит (Grn_{90})—куммингтонит (Grn_{40}), рибекит—магнезиорибекит, содержащие от 10 до 35% молекулы рибекита, железистый актинолит, зеленая роговая обманка и сине-зеленая субшелочная роговая обманка. Состав амфибола тесно связан с валовым химическим составом пород, и каждому амфиболу соответствует определенная область составов железистых кварцитов. С другой стороны, вариации в степени метаморфизма влекут за собой

определенные и заметные изменения состава амфибола в пределах одной и той же выдержанной по своему химизму пачки пород.

Схематически зависимость состава амфиболов от колебаний химического состава пород и степени метаморфизма изображена на рис. 38, где влияние степени метаморфизма видно из сравнения распространенности разных амфиболов в породах первой ассоциации на центральном и южном участках. Однако при всех колебаниях степени метаморфизма, как видно из рис. 38, влияние валового химического состава пород, унаследованного от первичного осадка, является решающим. Вследствие этого общие геологические границы распространения того или иного амфибола оказываются параллельными границам слоев, пластов и пачек железистых кварцитов и других пород, а также изоплетам содержания железа. В итоге щелочные амфиболы ряда рибекит—магнезиорибекит (наиболее типичные) нигде пространственно не сосуществуют с амфиболами серии грюнерита—куммингтонита. Следовательно, отсутствуют какие-либо непосредственные контактовые взаимоотношения между ними. Поэтому для обоснования относительного возраста этих наиболее широко распространенных амфиболов решающее значение приобретают критерии распределения и ориентировки.

Текстурные разновидности

Особенности распределения и основные черты ориентировки амфиболов, так же как и связь характера ориентировки с морфологией, габитусом, размерами и частью оптическими свойствами вскрываются при петрографическом изучении ориентированных шлифов, которое свидетельствует, что указанные признаки однообразно связаны между собой у всех амфиболов. Поэтому ниже распределение характеризуется в основном на примере грюнерита—куммингтонита и рибекита—магнезиорибекита — минералов, представляющих наибольший интерес. Для краткости они будут ниже именоваться как грюнерит и родусит.

В отличие от биотита для амфиболов в целом нехарактерно наличие почти мономинеральных слоев, тем более достигающих сколько-нибудь значительной мощности, хотя они предпочтительно концентрируются в слоях определенного химического состава. Более обычным для амфиболов является образование тонких листообразных почти мономинеральных «слоев» шириной, как правило, равной длине одного кристалла, т. е. 0.2—0.5 мм, приуроченных к границе кварцевых и магнетитовых слоев и повторяющих их изгибы. Однако индивидуальные зерна в таких метаморфических слоях, согласных с первичноосадочной слоистостью, очень строго вытянуты вдоль линейности и закономерно ориентированы в плоскостях сланцеватости.

Особенно обычно и даже типично такое «псевдослоевое» распределение у грюнеритов. Грюнерит, развиваясь на границе слоев, постоянно нарастает на магнетитовые слои и растет в сторону кварцевого слоя (рис. 41, б, в, е). Рост начинается образованием отдельных центров кристаллизации, рассеянных по поверхности магнетитового слоя и постепенно сливающихся друг с другом. На начальных стадиях роста грюнерит образует пучки сноповидных, расходящихся из одной точки, иногда радиальнолучистых игольчатых зерен без концевых граней, позднее эти пучки сливаются друг с другом. При зарождении и росте в синкинематических условиях первоначальные радиальнолучистые агрегаты затем приобретают асимметрию за счет роста кристаллов только на одной стороне пучка. По мере роста игольчатые зерна все более становятся параллельными сланцеватости, и в конечном счете образуется грюнеритовая оторочка, в которой преобладают однообразно направленные зерна, пересекающие вкрапленные реликты радиальнолучистых агрегатов. В том

случае, когда образование грюнерита начиналось позже, первоначальные сферолитовые агрегаты иголок грюнерита растут одинаково во все стороны, но на поздних стадиях единственным направлением роста остается направление, нормальное к поверхности слоя, и образуется щетка иголок грюнерита, оторачивающая магнетитовый слой и замещающая кварцевый (рис. 41, е). Дальнейшей модификацией агрегатов роста грюнерита являются асбестовидные прожилки, которые образуются при полном замещении посттектонически растущим грюнеритом узких кварцевых слоев, разделенных магнетитовыми, или при росте грюнерита в трещинах и прожилках. Замещение кварцевых слоев грюнеритом с образованием широких (до 2 см) зон грюнерита особенно развито на южном участке месторождения в безрудных кварцитах. Здесь же наиболее часто встречаются и асбестовидные прожилки (рис. 41, ж). Что касается контактовых слоевидных обособлений родусита, то они встречаются значительно реже, их образование происходило исключительно в синкинематических условиях и родусит растет только вдоль границы, не замещая кварцевый или магнетитовый слой.

Наряду со слоевидными обособлениями амфиболы постоянно присутствуют в виде индивидуальных зерен, рассеянных в массе породы. Эти зерна также, как правило, концентрируются в первичноосадочных слоях определенного состава.

Чаще всего количество амфиболов в рудных слоях заметно больше, чем в кварцевых; в рудных слоях, кроме того, средний размер зерен в преобладающем большинстве шлифов примерно вдвое больше, чем в кварцевых слоях. Однако это правило имеет свои ограничения и исключения. Во-первых, амфиболы (и слюды) концентрируются в рудных слоях только лишь с определенным содержанием кварца, если содержание кварца снижается ниже 5—10 объемн. %, то развитие силикатов задерживается, и в таких случаях содержание амфибола в кварцевых слоях относительно возрастает. Во-вторых, имеет значение и состав кварцевых слоев. При насыщенности кварцевых слоев реликтовым гематитом родусит нередко предпочтительнее концентрируется в кварцевых слоях, иногда образуя даже кварцево-амфиболовые слои. В-третьих, указанное правило неприменимо к неориентированным порфиробластам амфиболов, которые растут вполне независимо как от состава слоев, так и от предшествующего строения. Только порфиробласты грюнерита, развиваясь в железистых кварцитах, содержащих биотитовые слои, обнаруживают определенную предпочтительную приуроченность к последним, обладающим не только подходящим химическим составом (большим содержанием двухвалентного железа), но и формой связи железа. Кроме того, механическое сопротивление среды росту здесь заметно ниже, так что иногда растущие кристаллы амфибола отталкивают слюдястый агрегат, что никогда не наблюдается в кварцевых и магнетитовых слоях, где амфиболы просто вбирают в себя нерастворенные остатки породы.

Амфиболы, рассеянные в породе в виде индивидуальных зерен, так же как и в слоевидных обособлениях, несут признаки длительного формирования, от синкинематических до посткинематических условий. В этом направлении увеличивается размер зерен и меняется ориентировка вплоть до изотропной. Интересно, что, подчеркивая изотропный характер ориентировки, неориентированные порфиробласты иногда растут из одного центра, образуя радиальнолучистые агрегаты сферической или эллипсоидальной формы. В последнем случае они несколько уплощены в плоскости сланцеватости и вытянуты вдоль линейности.

Наконец, амфиболы в своем распределении оказываются подчиненными системам прожилков, выполняющих закономерно ориентированные трещины тектонического происхождения, особенно идущие вдоль сланце-

ватости или несовпадающие с ней, но параллельные макроскопической линейности. Родусит, как правило, слагает очень четко очерченные прожилковые зоны, тогда как для грюнерита не менее характерно пятнообразное развитие с широким боковым замещением кварцевых слоев (рис. 41, б). В рудных слоях границы прожилковых зон развития грюнерита также четко очерченные. Родусит в этих прожилковых зонах, нередко мономинеральных, всегда жестко ориентирован, тогда как грюнерит образует все переходы от роста в контролируемых тектоническим воздействием условиях до роста в спокойной, статической обстановке.

Таким образом, характер распределения амфиболов в железистых кварцитах является одним и тем же, и в каждой из выделенных групп распределения устанавливается существование как синкинематических, так и посткинематических фаз, связанных между собой непрерывными переходами. Это свидетельствует об одновременности и параллельности роста амфиболов разного состава в разных по исходному составу железистых кварцитах, а также о том, что особенности химической среды минералообразования, возникшие в ходе осадконакопления, оказывали свое контролирующее влияние на протяжении всей истории минералообразования. Вместе с тем относительное значение посткинематической и синкинематической генерации зерен для щелочных амфиболов и грюнерита неодинаковое. Неориентированный грюнерит присутствует повсеместно в разных формах и развит часто настолько интенсивно, что подавляет более ранние и значительно более мелкие зерна. Напротив, неориентированный родусит обнаруживается только в единичных узких зонах шириной не более 0.5—1.5 м. Нельзя не отметить также, что при увеличении степени метаморфизма, например на южном участке, заметно возрастает роль посткинематической генерации, поэтому асбестовидные формы грюнерита здесь наиболее развиты.

В отличие от других амфиболов несколько особняком по характеру своего распределения в железистых кварцитах стоит сине-зеленый субщелочной амфибол, оптические свойства которого весьма близки к родуситу. Этот амфибол является всегда второстепенным минералом и присутствует в небольших количествах только в грюнеритсодержащих кварцитах, причем практически отсутствует в богатых (около 30% $Fe_{раств}$ и более) грюнерито-магнетитовых кварцитах и предпочтительно развит в безрудных грюнерито-биотитовых кварцитах, богатых серой, закисным железом, магнием и алюминием. В последних сине-зеленый амфибол замещает зеленый биотит и грюнерит, в том числе и неориентированный, и присутствует изредка в самостоятельных короткопризматических зернах, не имеющих предпочтительной ориентировки (рис. 40). Таким образом, сине-зеленый амфибол в железистых кварцитах является всецело посттектоническим образованием, что справедливо как по отношению к центральному, так и южному участкам.

Распределение амфиболов аналогично распределению биотитов. Сходство еще более подчеркивается тем, что в рудных железистых кварцитах центрального участка, где слои биотита отсутствуют, а железистый силикат представлен либо одним грюнеритом, либо биотитом, либо родуситом, количество железа, связанного в силикатах, строго выдерживается на определенном уровне и не превышает 2—3% общего содержания железа. Вместе с тем амфиболы в отличие от биотита постоянно являются подлинно метаморфическими новообразованиями в том смысле, как было определено выше. Амфиболы, слагающие слоеобразные текстуры, не могут рассматриваться как эквивалент дометаморфических минералов, хотя сами эти текстуры являются метаморфическим эквивалентом осадочных слоев.

Ориентировка щелочных амфиболов изучалась в железистых кварцитах центрального и южного участков. Количественное микроструктурное изучение грюнеритов не проводилось, так как они сильно окисляются при изготовлении шлифов (в сечениях, нормальных к линейности и $[001]$), обладают значительно менее четкой спайностью и имеют, как правило, ксеноморфные очертания при весьма малых поперечных размерах. С другой стороны, синкинематические грюнериты ориентированы точно так же, как и родуситы, что легко устанавливается визуально (рис. 40, *е—з*). Таким образом, данные, полученные при изучении ориентировки родуситов в полной мере характеризуют и другие синкинематические амфиболы. Так же как и для биотитов, изучалась полная ориентировка, для чего в каждом зерне измерялись по возможности обе плоскости спайности и две плоскости индикатриссы. В ходе обработки данных по замерам этих плоскостей были рассчитаны координаты Ng , Nm , Np ; $[001]$ и $[100]$ для каждого зерна. Эти координаты дают положение всех осей двух координатных систем: кристаллографической и кристаллооптической. Следует заметить, однако, что за $[100]$ было условно принято положение нормали к плоскости $[010]$ и $[001]$. Точность определения координат в целом составляет $\pm 2^\circ$ как по азимуту, так и углу наклона. В дальнейшем были составлены и анализировались диаграммы ориентировки всех этих осей.

Анализ микроструктурных данных сопровождался анализом формы, размеров и распределения углов угасания по каждой выбранной группе зерен. Кроме того, для количественной оценки точности работы были рассчитаны средние значения углов угасания и углов спайности, их квадратичные ошибки и квадратичные ошибки всего ряда измерений. Результаты этой стороны изучения излагаются параллельно с описанием ориентировки.

Как видно из рис. 34, *л*, *м* и рис. 35, *а*, *б*, *е*, *и*, ориентировка $[001]$ амфибола всюду одна и та же и характеризуется единым максимумом, совпадающим с макроскопической линейностью. Только для щелочных амфиболов южного участка наблюдается заметная тенденция к рассеиванию в пояс вдоль макроскопической сланцеватости. Второй особенностью, общей для всех образцов, является постоянное присутствие одного максимума $[010]$, почти совпадающего со сланцеватостью. В обр. 89-51 этот компонент является единственным. В других образцах этот компонент ассоциируется с компонентами, степень развития и число которых меняются. Эти вариации свойственны ориентировке амфиболов центрального участка, тогда как на южном участке узоры $[010]$ в обоих изученных образцах тождественны между собой.

Рассмотрим более подробно ориентировку амфиболов центрального участка, узоры $[010]$ которых можно расположить в следующей геометрической последовательности: 92-25, 114-10, 62-12, 89-51. В этом направлении число и степень развития отдельных компонентов узора уменьшаются.

Образец 92—25 (рис. 34, *к*, *л* и рис. 40, *ж*). В этом образце $[001]$ обладают необычайно сильной предпочтительной ориентировкой. Достаточно сказать, что около половины их приходится на 1% площади диаграммы (рис. 34, *к*). Такая концентрация $[001]$ является наиболее высокой из всех изученных образцов. Какая-либо тенденция к рассеиванию $[001]$ в пояс также отсутствует.

На том же рис. 34, *к* нанесено распределение $[010]$, которые образуют пояс в $a_c c_c$ -плоскости. Пояс содержит ряд закономерно связанных друг

с другим максимумов, которые отчетливо разделяются на три группы, три компонента, обозначенных на рисунке цифрами *I*, *II*, *III*. Третий компонент образован единым максимумом [010], а два предыдущих — парными максимумами, удаленными друг от друга на угол около 60°, иначе говоря, на угол, равный углу между спайностями. Если для каждого из компонентов провести плоскость среднего положения между максимумами, то оказывается, что эти плоскости у компонентов *I* и *II* взаимно нормальны.

Вследствие того, что [010] образуют почти непрерывный пояс, *Nm*, отклоняющиеся от [001] на угол 5—12°, также образуют единую концентрацию со статистическим максимумом в центре диаграммы вдоль b_0 -оси (рис. 34, л). На этом же рисунке в векторной форме показано распределение *Np* и [100], причем стрелки идут от [100] к *Np*. Как видно из рисунка, на любом из участков основного круга проекции примерно с равной частотой встречаются стрелки двух противоположных направлений. Поскольку эти стрелки лежат в плоскости *NpNm*, то нормали к ним, или *Ng*, на каждом участке диаграммы имеют равные частоты положительных и отрицательных концов.

Анализ особенностей узоров кристаллографических и кристаллооптических осей показывает, что ориентировка родусита, образующего *I* и *II* компоненты в узоре [010], характеризуется, во-первых, четкой поляризацией разноименных концов [001], так что в глаз наблюдателя неизменно смотрит только один конец [001], во-вторых, отсутствием поляризации концов [100] и [010]; в-третьих, тем что обе системы трещин спайности «работают» одинаково: то одна, то другая вытянута вдоль какой-то определенной плоскости, так что результатом является существование двух максимумов [010], отстоящих друг от друга на угол 60°. В целом ориентировка амфибола может быть представлена супериндивидом, у которого синкинематическая генерация (компоненты *I* и *II*) образует субстроение с тетрагональной симметрией (рис. 35).

Сопоставление же узоров отдельных осей для тех зерен родусита, [010] которых дают компонент III, указывает, что наряду с всеобщей поляризацией [001] существует предпочтительная поляризация концов [010], а значит и [100]. Другими словами ориентировка этих родуситов не только феноменологически, но и физически приближается к ориентировке монокристалла.

Перейдем теперь к рассмотрению данных о развитии субстроения, т. е. о генетической связи и взаимоотношениях отдельных компонентов. Для этого обратимся к результатам петрографического изучения образца и сопоставим их с данными по ориентировке.

Рассматриваемый образец представляет собой однородный магнетитовый кварцит с очень нечеткой слоистостью и сланцеватостью и развитой линейностью. Под микроскопом в кварцево-магнетитовом агрегате обнаруживаются две системы прожилков родусита в большинстве своем почти мономинеральных. Одна система прожилков идет вдоль сланцеватости, другая — в целом поперек ее. Обе системы представляются одновременными, так как они не пересекают друг друга, а одна система отходит от другой, т. е. прожилки образуют единую ветвящуюся систему.

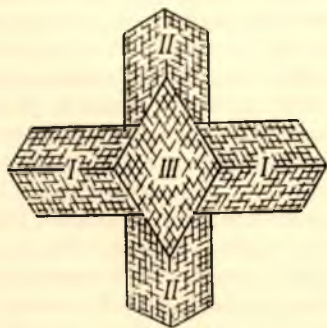


Рис. 35. Схематическое изображение ориентировки родусита в обр. 92-95 в виде кристаллического супериндивида в сечении, нормальном к [001].

I, *II*, *III* — соответствуют компонентам узора [010] на рис. 34, к.

Внутри как продольных, так и поперечных прожилков зерна амфибола имеют одну и ту же ориентировку, повторяющую ориентировку всего узора в целом. Следовательно, компоненты *I* и *II* являются одновременными, хотя в прожилках каждого направления несколько преобладает зерна, у которых *Ng* вытянуты вдоль границ прожилка, т. е. местная обстановка влияет до некоторой степени на развитие ориентировки.

В основной массе породы рассеяны многочисленные, как правило, изолированные кристаллы родусита. В ходе изучения ориентировки они были разбиты на три морфологические группы. Первая группа представлена мелкими идиоморфными зернами с хорошо развитыми гранями (010) и поперечными размерами меньше 0.05 мм. Вторую группу составляют более крупные зерна (от 0.05 до 0.1 мм), обладающие ромбовидными очертаниями с плоскостями спайности в качестве единственных внешних граней. Морфологически они идентичны с родуситом в прожилках и пространственно концентрируются во внешних контактах прожилков. Наконец, третью группу составляют, хотя и четко ориентированные [001]-осями, но порфиروبластические зерна, содержащие ненарушенные включения сростков магнетита, редко кварца и более мелкого родусита. Эти зерна имеют размеры больше 0.1 мм (до 0.5 мм) и характеризуются четким идиоморфным обликом с развитыми (010), а иногда и (100).

Третья морфологическая группа зерен несомненно принадлежит к наиболее поздней, однако петрографические наблюдения, устанавливая связь второй группы с прожилками, не позволяют оценить ее возраст относительно первой.

В процессе взятия замеров отмечалась принадлежность каждого зерна к той или иной морфологической группе. Анализ данных ориентировки по каждой группе приводит к следующим заключениям. Вторая группа, петрографически и морфологически тесно связанная с прожилками, имеет ту же ориентировку, и [010] этих зерен с равной частотой слагают максимумы *I* и *II* компонентов. Первая группа имеет [010], приуроченные к *I* и *III* компонентам; [010] третьей группы формируют компонент *III*. Следовательно, *III* компонент является наиболее поздним, в то же время он непрерывно связан с предшествующей ориентировкой, и эта связь документируется первой группой зерен, [010] которых занимают двойное положение. Обращает на себя внимание еще одно обстоятельство: [010] первой группы отсутствуют в более развитом максимуме компонента *I*, концентрируясь только в месте максимума *III* около более слабого максимума компонента *I*.

Таким образом, процесс формирования узора выглядит следующим образом. На первой стадии возможно формировался один компонент *II* или его формирование было преобладающим, далее оба компонента *I* и *II* (основная наблюдаемая стадия) формируются одновременно и параллельно. Затем происходит некоторое предпочтительное развитие компонента *I*, сопровождающееся его последовательным выключением, и в конце процесса формируется только компонент *III*.

В связи с развитием ориентировки происходит закономерное изменение формы зерен. Поздние идиоморфные зерна с развитыми быстрорастущими гранями (010) свидетельствуют о незаконченности процесса или формировании родусита в условиях определенной нехватки вещества. Последнее обстоятельство, в частности, могло проявиться в более сильном растворении части зерен во время образования поздних ориентированных порфиробласт. Возможно, этим следует объяснить тот факт, что зерна первой группы, тесно связанные и образующие переход от второй к третьей группе, являются наиболее мелкими, хотя они идиоморфны.

Прослеживание развития предпочтительной ориентировки позволяет вместе с тем проследить эволюцию химического состава амфиболов по их оптическим свойствам. Угол угасания щелочных амфиболов, который при изучении ориентировки замерялся в каждом зерне, является функцией химического состава. Величина его (Трегер, 1958; Deer, Howie, Zussman, 1963; Винчелл, 1951) уменьшается по мере обогащения трехвалентным железом в направлении к чистому рибекиту и окисленным разностям кроссита, магнезиорибекита и рибекита, в которых отношение $Fe''/Fe''' < 3 : 2$. Результаты анализа распределения углов угасания по морфологическим группам зерен и группам ориентировки суммированы в табл. 1. Сопоставление этих данных между собой приводит к следующим заключениям: 1) родусит в прожилках (наиболее ранний) имеет наибольшие величины углов угасания; такое же распределение свойственно второй группе зерен основной ткани; 2) зерна первой группы основной ткани имеют меньшие углы угасания — $7-9^\circ$, а в зернах третьей группы максимум значений угла угасания попадает в интервал $4-6^\circ$. Таким образом, общая последовательность развития узора сопровождается однообразным и последовательным изменением оптических свойств, изменением состава амфибола в направлении его обогащения трехвалентным железом. Не вдаваясь здесь в обсуждение различных аспектов химической эволюции в процессе метаморфизма, специально рассматриваемых ниже, нельзя не отметить, что изучение составов мономинеральных фракций подтверждает справедливость этого заключения.

Т а б л и ц а 1

Распределение углов cNm по группам зерен родусита в обр. 92-25

Текстура	Группы зерен	Разряды углов cNm , град.					
		1—3	4—6	7—9	10—12	13—15	16
Прожилки	Компонент:						
	II	—	8	15	10	5	—
	I	2	10	11	15	4	1
	II + I	2	18	26	25	9	1
Основная ткань	Группа 2 (II + I)	0	3	3	4	2	0
	Группа 1 (I)	0	2	5	3	1	1
	Группа 3 (III)	1	8	3	2	0	0

Образец 114-10 (рис. 34, ж). В отличие от предыдущего образца здесь четко развита как слоистость, так и сланцеватость, и родусит концентрируется вдоль сланцеватости. Очевидно, вследствие существования четкой сланцеватости [001] заметно вытянуты вдоль сланцеватости. В других отношениях узор [001] идентичен с обр. 92-25, аналогично и распределение [010], в узоре которых присутствуют те же компоненты. Степень их развития, однако, меняется, так как роль I и II компонентов заметно уменьшена, а III компонента — увеличена по сравнению с обр. 92-25. Последний компонент концентрирует преобладающую часть зерен.

Анализ направлений отклонений Nm от [001] в компоненте III показывает, что усиление его роли сопровождается возрастанием степени поляризации [010], т. е. в целом приближением геометрических особенностей узора к монокристаллу, многократно повторяющемуся в про-

странстве без изменения ориентировки и направленности разноименных концов его осей.

Изучение морфологии зерен и анализ углов угасания проводились в обр. 114-10 так же как и раньше. Оказалось, что мелкие идиоморфные зерна развиты значительно лучше, чем ромбовидные. Количество последних настолько мало, что не позволило достоверно определить вариации углов угасания. Идиоморфные зерна, составляющие треть общего числа замеренных зерен, оптически полностью тождественны зернам первой группы в обр. 92-25.

Образец 62-12 (рис. 36, *д* и 40, *з*). По своим особенностям этот образец идентичен с обр. 92-25. Сланцеватость выражена плохо. Ориентировка родусита, представленная на рис. 36, *а*, не отражает полностью узора, так как все 150 зерен были замерены в одном мономинеральном прожилке, идущем параллельно сланцеватости; [001] здесь также образуют слегка вытянутую вдоль сланцеватости область концентрации. Статистическая ориентировка *Nm* по-прежнему совпадает с [001]. В узоре [010] компоненты *I* и *II* исчезают, хотя еще сохраняется пояс осей. У преобладающей части зерен [010] располагается в плоскости сланцеватости, и в узоре поэтому сильно выражен *III* компонент. По своей ориентировке и оптическим свойствам родусит в этом образце полностью аналогичен обр. 114-10.

Образец 89-51 (рис. 36, *б*, *в* и 40, *и*). Краткая петрографическая характеристика этого образца дана при рассмотрении узоров кварца, поэтому здесь отметим только, что петрографические данные свидетельствуют о формировании эгирина, родусита и карбоната в поздне- и пост-тектонических условиях. Была изучена ориентировка только той части зерен родусита, [001] которых не сильно отклоняются от микроскопической линейности. Уже петрографическое изучение указывает на существование у этой генерации зерен очень сильной и жесткой ориентировки (рис. 40, *и*), так что большие диагонали поперечных ромбовидных сечений зерен следуют параллельно друг другу и макроскопической сланцеватости. Такая ориентировка свойственна как зернам, образующим прожилкообразные скопления или рассеянным в основной ткани, так и зернам, включенным в крупный мозаично-блоковый кварц поздних прожилков. Последняя группа зерен родусита отличается только своими малыми размерами (менее 0.1 мм), тогда как другие группы ориентированных зерен заметно укрупнены даже в сравнении с другими образцами. Это обстоятельство позволяет датировать время начала образования микроклино-карбонатно(доломит, кальцит)-кварцевых прожилков как одновременное с образованием жесткой ориентировки родусита.

Микроструктурный анализ дает возможность для более точного представления характера ориентировки родусита в позднекинематический этап. На рис. 36, *б*, *в* изображена ориентировка [001], *Nm*- и [010]-осей.

Как видно из рисунка, в этом образце в отличие от всех предыдущих максимум [001] не совпадает с максимумом *Nm* и удален от него на величину среднего угла угасания. Это означает, что статистическая ориентировка 150 зерен соответствует ориентировке одного кристалла, а группа симметрии ориентировки отличается от симметрии монокристалла родусита только операцией трансляций во всех возможных направлениях. Весь узор позднекинематического (по петрографическим данным) родусита оказывается состоящим только из компонента *III*, который при наличии других компонентов является наиболее поздним, что было подробно рассмотрено на примере обр. 92-25.

Анализ распределения углов угасания и сравнение средних арифметических значений не обнаружил каких-либо различий между отдельными морфологическими группами зерен, что свидетельствует о полной приспособленности состава к внешним условиям и отсутствии гетерогенных составов. Точно такая же картина была обнаружена и в обр. 114-10 и 62-12, в которых также отсутствуют признаки неравновесности. В этой связи интересно отметить, что средние арифметические значения углов угасания во всех трех образцах одинаковы и равны 7.0° .

Поскольку в обр. 89-51 не только состав, но и ориентировка амфибола полностью гомогенизированы и не несут признаков более ранних состояний, данные по углам угасания были использованы для оценки точности работы. Вычисление ошибок измерений производилось методом наименьших квадратов. Средняя квадратичная ошибка всего ряда измерений оказалась равной $\pm 2.6^\circ$, т. е. соответствующей точности федоровского метода. Средняя же квадратичная ошибка арифметической середины равна $\pm 0.7^\circ$. Ни одна из замеренных величин не выходит за пределы предельной ошибки во всех трех образцах.

Суммируя данные по ориентировке родусита в пределах центрального участка, можно отметить, что отдельные узоры, рассмотренные в геометрической последовательности от более сложных (обр. 92-25) к простым (обр. 89-51), располагаются в порядке, отвечающем последовательному усилению особенностей, свойственных позднекинематической стадии и уничтожению особенностей синкинематической стадии.

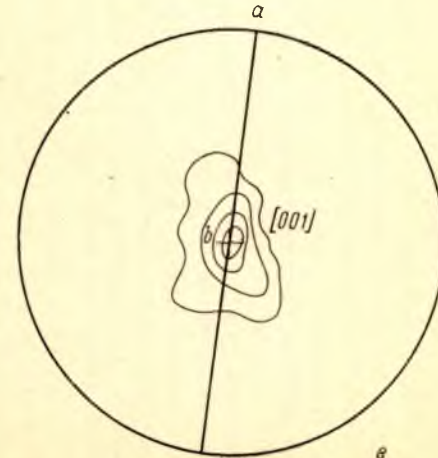
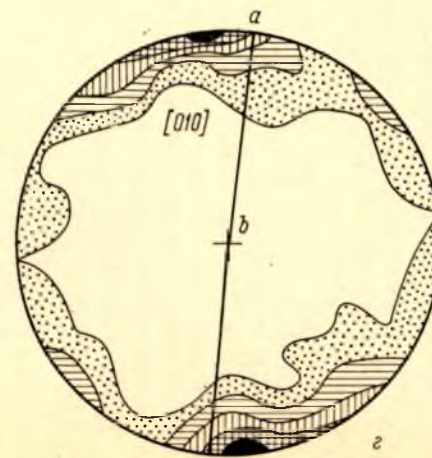
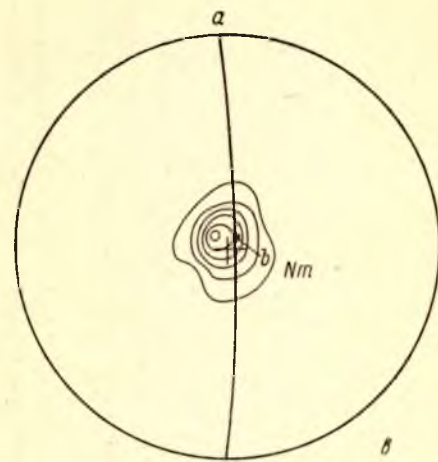
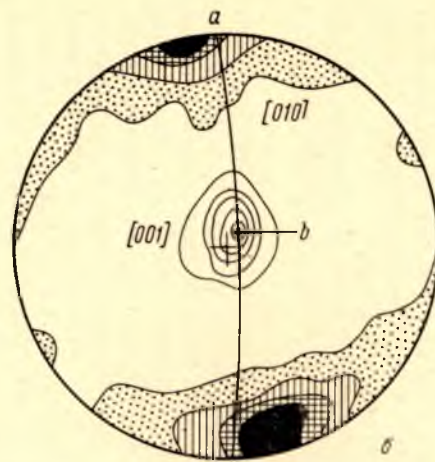
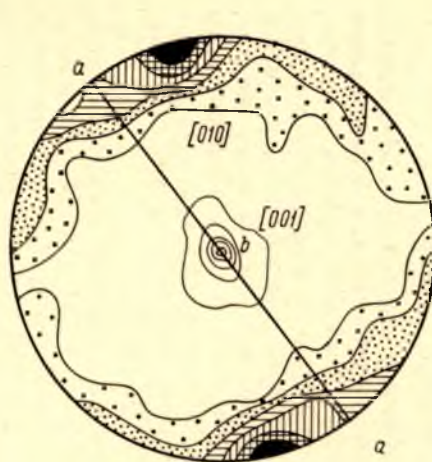
Закономерное развитие ориентировки амфиболов во времени сопровождается закономерным изменением их состава. Более ранние родуситы являются менее окисленными, чем поздние.

Щелочные амфиболы южного участка характеризуются иным составом, чем амфиболы центрального участка, и ближе подходят к магнезиорикбитовому конечному члену. Это находит отражение в более светлой окраске, большей величине угла угасания, достигающей 35° , иной оптической схеме. Средний размер зерен амфибола заметно увеличивается, а выдержанность ориентировки [001] амфиболов и мера ее статистического совпадения с линейностью меньше по сравнению с центральным участком. С другой стороны, развитие амфиболов происходило как в син-, так и посткинематических условиях, и посткинематические щелочные амфиболы по-прежнему развиты локально, хотя и шире, чем на центральном участке, и чаще ассоциируют с эгирином.

Ориентировка щелочного амфибола была изучена в обр. 41-2 и 60-9. В обр. 41-2 весьма светлый амфибол присутствует вместе с более поздним эгирином. Кроме того, наряду с ориентированными зернами родусита, образующими слоевидные скопления и концентрации, присутствуют немногочисленные широко призматические пойкилопорфириобласты, достигающие 5 мм в поперечнике. Они одновременны или частью более поздние, чем эгирин. В обр. 60-9 неориентированные пойкилопорфириобласты отсутствуют, но степень окисления амфибола выше, что проявляется в более темной его окраске и подтверждается изучением углов угасания, составляющих в среднем 21° против 34° в обр. 41-2.

Данные по ориентировке, представленные на рис. 36, свидетельствуют об идентичности узоров. По распределению [010] они близки к обр. 62-12. В обр. 60-9 ориентировка [010] свидетельствует о статистическом проявлении только компонента II; о наличии зерен в ориентировке, отвечающей компоненту I, говорит только существование почти непрерывного пояса осей.

Несколько лучше наличие этих зерен проявлено в узоре [010] в обр. 41-2. Вместе с тем здесь наблюдается явная неравнозначность



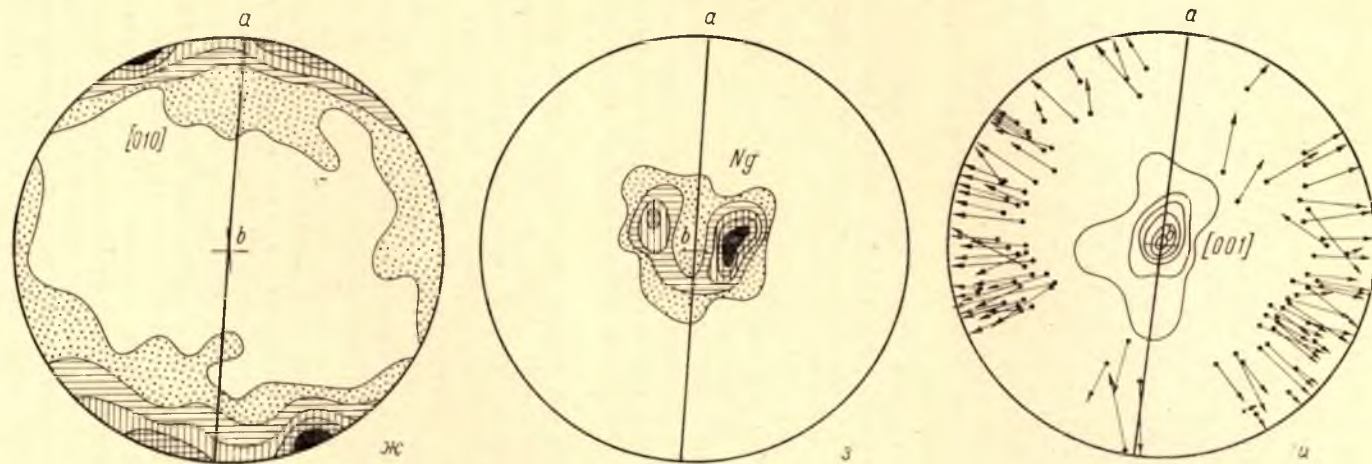


Рис. 36. Ориентировка щелочных амфиболов.

b — макроскопическая линейность; ab — сланцеватость; a — обр. 62-12, 100 зерен оксиродусита, в центре распределение $[001]$, контуры 1—10—20—30—40% (даны без условных знаков), по периферии диаграммы распределение $[010]=Ng$, контуры 1—3—5—7—9—11%, см. также рис. 40, z ; b — обр. 89-51, 150 зерен оксиродусита, в центре распределение $[001]$, контуры 1—5—10—20—30% (даны без условных знаков), по периферии диаграммы распределение $[010]=Ng$, контуры 1—5—10—15%, см. также рис. 40, u ; e — обр. 89-51, распределение Nm , контуры 1—5—10—15—20—25%, центр тяжести максимума Nm отклоняется от центра максимума $[001]$ на 7° , что равно среднему арифметическому углов угасания; z — обр. 41-2, ориентировка 100 зерен родусита, распределение $[010]$, контуры 1—4—7—10—13%; d — обр. 41-2, распределение Ng , контуры 1—3—5—7—9—11%; e — обр. 41-2, распределение $[001]$, контуры 1—5—10—15% (до 20%); $ж$ — обр. 60-9, 100 зерен родусита, распределение $[010]$, контуры 1—4—7—10—13 (до 16%); $з$ — обр. 60-9; распределение Ng , контуры 1—4—7—10—13 (до 17%); u — обр. 60-9, распределение $[001]$, контуры 1—5—10—15—20—25%, дополнительно нанесены Np и нормали к $\{100\}$ каждого зерна, соединенные стрелкой, направленной от Np .

максимумов компонента *II*, которая может быть объяснена как указание на большее развитие зерен в ориентировке, отвечающей компоненту *III*. Существование в этом образце неориентированных зерен делает такое объяснение вполне обоснованным. Следовательно, в образцах южного участка намечаются те же особенности узора [010], что и на центральном участке.

Распределение [001] и *Ng*, которая занимает место *Nm*, несколько отличается от центрального участка. Характер векторных диаграмм [100] и *Np* в дополнение к взаимоотношениям [001] и *Ng* указывает, что в обоих образцах наблюдается слабая предпочтительная направленность концов [001]. Указанием на это, в частности на сводных диаграммах, служит неравнозначное развитие максимумов *Ng* и асимметричное расположение их относительно a_0b_0 -плоскости.

Однотипность ориентировки родуситов южного участка с центральным, равно как и их приуроченность к одному химически строго определенному типу железистых кварцитов, а также широкий круг петрографических данных, свидетельствуют, что щелочные амфиболы центрального и южного участка развивались одновременно. В ориентировке амфиболов южного участка отсутствуют признаки перекристаллизации в ходе второй складчатости.

До сих пор исследования полной ориентировки амфибола остаются немногочисленными (Schmidt, 1928; Tocher, 1960; Wenk, 1936; Виноградов и Кушев, 1967; Пушкирев и Шуркин, 1967). Для всех исследований в той или иной мере свойственно изучение единичных образцов (один-два) без площадного структурного анализа, отсутствие всестороннего анализа полученных данных и в результате отсутствие либо однозначных доказательств поляризованности кристаллографических осей, либо отсутствие анализа вариаций оптических свойств по группам ориентировки. С этой точки зрения проведенное изучение субстроений родуситов является более полным и свидетельствует о длительном формировании наблюдаемых субстроений в рамках одного процесса деформации и метаморфического минералообразования.

В процессе кристаллизации амфиболов не только закономерно меняется предпочтительная ориентировка [010] и [100], но также и степень поляризации разноименных концов кристаллографических осей. Одновременно происходит закономерное изменение оптических свойств (химизма) родуситов. Таким образом, петрографо-микроструктурное изучение позволяет проследить развитие динамической обстановки минералообразования, установить направление изменения химизма минералов и оценить степень гетерогенности разновозрастных, но пространственно сосуществующих составов.

На основании изучения ориентировки биотитов был сделан вывод, что основным механизмом ее формирования является равновесная кристаллизация в анизотропном поле напряжений (Лазарев, Белоусов, 1967). Данные по амфиболом полностью согласуются с этим заключением. Такие факты, как сосуществование в одном шлифе недеформированных, различно ориентированных и поляризованных зерен, противоречат как концепции миметической кристаллизации (Sander, 1930; Turner, Weiss, 1963), так и возникновению ориентировки путем «вращения и трансляции кристаллизующихся минералов» (Судовиков, 1962). Тетрагональная симметрия синкинематических субстроений (рис. 35) также противоречит исходному тезису о дифференциальных движениях как причине предпочтительной ориентировки, ибо симметрия последних моноклиная. Только представление о равновесной ориентированной кристаллизации в анизотропном поле напряжений полностью удовлетворяет наблюдаемым фактам.

О КИНЕМАТИЧЕСКОЙ И ДИНАМИЧЕСКОЙ ИНТЕРПРЕТАЦИИ ОРИЕНТИРОВКИ СИНТЕКТОНИЧЕСКИ КРИСТАЛЛИЗУЮЩИХСЯ МИНЕРАЛОВ

Микроструктурный анализ приводит к заключению, что ориентировка кварца рудных слоев и прожилков, слюд и амфиболов является результатом ориентированной равновесной кристаллизации в соответствующем поле напряжений. Только ориентировка кварца кварцевых слоев, по крайней мере в главных своих чертах, может быть следствием внутренних дифференциальных движений и переориентировки параллельно с перекристаллизацией первичноосадочного кварца. Столь большая роль ориентированной кристаллизации вызывает прежде всего необходимость обсуждения вопроса о возможности использования (на основе аргументов симметрии) созданных таким путем субстроений для кинематической и динамической интерпретации тектонитов, т. е. для выявления симметрии как плана внутренних движений, так и поля тектонических напряжений.

Когда внутренние движения в деформируемом материале, или план внутренних движений при деформации (Елисеев, 1949; Судовиков, 1964; Sander, 1930; Paterson and Weiss, 1961; Turner and Weiss, 1963), выступают как главная причина изменения старой и формирования новой ориентировки минералов тектонитов, симметрия внутренних движений должна быть равной или выше симметрии наблюдаемой ориентировки.² Это следует из того, что в узоре ориентировки каждого минерала, пренебрегая влиянием первоначального строения, закрепляется только часть или все (но не больше) элементы симметрии причины. Только лишь все элементы симметрии, обнаруживаемые во всех изученных минералах, дадут нам группу симметрии, которая будет наиболее близко подходить к группе симметрии плана движений. Однако выведенная таким образом симметрия может быть все-таки ниже истинной. Итак, признание руководящего значения плана движений имеет своим следствием более низкий ранг симметрии узоров ориентировки по сравнению с симметрией плана движений.

В главе IV показано, что симметрия результирующего плана первых движений является моноклинной (l_{∞}), однако ориентировка, например слюды или амфибола, имеет орторомбическую или тетрагональную симметрию. Кварц также обнаруживает орторомбический характер симметрии с тремя плоскостями симметрии. Правда, поскольку этой симметрией обладает распределение только $[0001]$, общая симметрия субстроений кварца может быть ниже. Следовательно, симметрия субстроений слюд и амфиболов оказывается несомненно выше симметрии плана движений, а значит объяснение ориентировки с точки зрения механической деформации и переориентировки зерен противоречит аргументам симметрии.

Ориентированная равновесная кристаллизация предполагает, что тот или иной минерал растет под влиянием локального поля тектонических напряжений, которые, достигнув предела прочности пород, разрешаются внутренними движениями, относительными перемещениями.

² Здесь, как и ранее (стр. 77), для простоты не принимаются в расчет некоторые обстоятельства. Так, если наблюдаемая тектонитовая ориентировка возникла при образовании первоначальной тектонитовой ориентировки в ходе наложенной деформации, то, как правило, на промежуточных стадиях преобразования симметрия наблюдаемого строения будет ниже симметрии каждой из причин, а при полном преобразовании она может стать равной симметрии более поздней во времени причины. С другой стороны, если обе причины однотипны и сами по себе взаимно симметричны, например оси первого плана движений симметричны относительно осей второго плана движений, то наблюдаемая (комплексная) ориентировка может быть более симметричной, чем каждая из причин в отдельности.

Таким образом, ориентировка минерала по отношению к внутренним движениям находится как бы в парагенетических отношениях. Оба явления представляют собой следствия одной причины. Отсюда следует, что несмотря на отсутствие непосредственного влияния плана движений на ориентировку, оба явления должны быть как-то согласованы и симметрии их закономерно связаны.

Симметрия плана движений включает в себя элементы симметрии поля напряжений. Однако при данном внешнем воздействии план движений зависит также от физических свойств деформируемого материала. Следовательно, симметрия плана движений должна включать в себя элементы симметрии макроскопических физических свойств. Обе причины можно считать существующими независимо друг от друга. Таким образом, согласно правилу наложения симметрий, симметрия плана движений будет состоять из элементов, общих для обеих причин, рассматриваемых в отдельности. В частном случае она может быть равна симметрии одной из причин или каждой из причин, но не может быть выше.

Физические свойства горной породы как единого целого зависят и определяются физическими свойствами и количественными соотношениями слагающих ее минералов, степенью прерывистости или гомогенности строения, обусловленной равномерным или периодическим пространственным распределением минералов и линиями и плоскостями структурной негомогенности. Полагая, что интенсивность деформации достаточно велика, чтобы анизотропия строения не сказывалась на плане движений, можно, аналогично предыдущему, заключить, что симметрия физических свойств породы дается элементами симметрии, общими для физических свойств слагающих ее минералов.

Наконец, обращаясь к симметрии равновесной ориентировки минерала, можно сказать, что она определяется элементами симметрии, общими как для его физических свойств, так и для поля напряжений. Ввиду различия физических свойств каждого из синтетонических минералов, их ориентировка в рамках одного поля напряжений будет в той или иной мере различна, в том числе и по симметрии. Очевидно, что те элементы симметрии, которые постоянно присутствуют в субстроениях ряда минералов, т. е. являются общими, образуют совокупность элементов, общих как для поля напряжений, так и для физических свойств породы в целом в данный отрезок времени. Это значит, что такая группа симметрии будет либо равна группе симметрии внутренних движений, либо выше ее. Общее заключение может быть сформулировано так: группа симметрии плана внутренних движений равна или ниже группы симметрии, составленной элементами, общими для субстроений всех синкинематически кристаллизующихся минералов и субстроений всех макроскопических кинематически-активных элементов. Таким образом, использование данных микроструктурного анализа в условиях синтетонической кристаллизации оказывается прямо противоположным условиям механической деформации.

Из сформулированного правила видно, что для определения плана движений необходимо оперировать хотя и различными, но синхронными явлениями. Это требование обусловлено тем, что в ходе деформации могут меняться первоначальные физические свойства, нельзя исключить также изменений поля напряжений по независимым причинам. Именно поэтому для определения плана движений, оперировавшего в ходе всей деформации или главной ее стадии, наибольшее значение имеют синтетонические минералы и кинематически-активные (Paterson and Weiss, 1961), т. е. вторичные, существенно тектонические или близкие к ним по значению макроскопические элементы строения. Если же план движений существенно менялся, то необходимо проводить соответствующее более дроб-

ное возрастное расчленение минералов и макроскопических элементов строения.

С другой стороны, если совместно с кинематически-активными элементами строения и синтетектоническими минералами рассматривать пассивно деформированные реликтовые элементы, то они могут существенно понизить симметрию субстроения каждого минерала и тем самым понизить выведенную группу симметрии движений относительно истинной. Напротив, при раздельном рассмотрении данных двух групп симметрия внутренних движений может быть определена как «снизу», так и «сверху».

Сделанные замечания имеют непосредственное отношение к технике и методике микроструктурного анализа. Рекомендуемые в различных руководствах методы замера всех зерен подряд, независимо от их текстурной приуроченности, внутреннего строения, формы, размеров, взаимоотношений с другими минералами, способны дать лишь смешанную, усредненную картину строения. Возрастное расчленение здесь становится невозможным. Кроме того, обычно при структурно-петрологических исследованиях полагают достаточным, когда статистическая ориентировка каждого минерала задана распределением лишь одного направления: [0001] кварца, [001] амфибола, [001] слюды и т. п. Эти данные не позволяют однозначно определить ориентировку каждого зерна в пространстве и поэтому являются недостаточными для определения симметрии ориентировки. В частности, в наших условиях кварц по этой причине дает меньшую информацию, чем слюда, для которой оказалось возможным определить полную кристаллофизическую ориентировку.

Итак, существование парагенетической, а не причинно-следственной связи между ориентировкой синтетектонических минералов и планом внутренних движений при деформации ни в коей мере не отрицает значения микроструктурного анализа в кинематической интерпретации тектонитов. Более того, исходя из вышеизложенного, может быть намечен путь использования симметрии ориентировки этих минералов для целей динамической интерпретации. Так как в симметрии строения каждого из синтетектонических минералов запечатлены определенные элементы симметрии поля напряжений, их полный набор, обнаруживаемый в различных индивидуальных разновозрастных строениях, должен составлять группу, равную или являющуюся подгруппой симметрии поля напряжений.

Попытаемся теперь на основе сформулированного выше правила определить симметрию плана внутренних движений и сравним ее с выведенной в главе IV симметрией результирующего плана внутренних движений (l_{∞}) в ходе первой складчатости.

Как следует из поведения первой сланцеватости и линейности на территории месторождения, симметрия, образуемая каждым из этих элементов в отдельности, и сводная симметрия макроскопических кинематически-активных элементов соответствуют симметрии покоящегося цилиндра или стержня.

В ориентировке биотитов и амфиболов обнаруживается ось симметрии второго (биотит) или четвертого (родусит, обр. 92-25, обр. 35) порядков, которые совпадают с осью симметрии макростроения. Последняя, следовательно, является общим элементом. Конечный порядок оси симметрии строений биотита и амфибола в принципе должен вызвать понижение порядка оси симметрии плана движений от бесконечного до второго. Здесь необходимо, однако, учесть одно обстоятельство. Строение биотитов и амфиболов изучалось при фиксированной и в масштабе образца стабильной ориентировке не только линейности, но и сланцеватости, хотя последняя от места к месту сильно меняется. Узоры же полюсов спайности биотита и [010] амфиболов обнаруживают тесную связь со

сланцеватостью, и положение максимумов, рассматриваемое в географических координатах в масштабах всего месторождения, не может быть выдержанным. Изменение географической ориентировки максимумов кристаллографических осей в масштабах всего месторождения приводит к образованию единых поясов распределения осей, а значит, к исчезновению конечного порядка оси симметрии сводных строений биотита и амфибола и двух взаимно нормальных плоскостей симметрии, пересекающихся вдоль оси симметрии (вдоль линейности). Эти плоскости симметрии обращаются в бесчисленное множество плоскостей. Итак, строение биотитов и амфиболов, рассматриваемое в масштабах всего месторождения, имеет ось симметрии бесконечного порядка и бесчисленное множество параллельных ей плоскостей симметрии. Эти элементы симметрии одинаковы с элементами симметрии макростроения и совпадают с ними по ориентировке.

Вследствие поляризации субстроений биотитов и амфиболов вдоль $[010]$ и $[001]$ в них отсутствует плоскость симметрии, нормальная к бесконечной оси симметрии, и бесчисленное множество осей второго порядка, лежащих в этой плоскости. Эти элементы должны отсутствовать и в симметрии плана внутренних движений. Последняя, таким образом, оказывается образованной осью симметрии бесконечного порядка и бесчисленным количеством пересекающихся вдоль нее плоскостей симметрии. Такая симметрия отвечает симметрии покоящегося конуса ($I_{\infty}P$).

Дальнейшее приближение выведенной группы симметрии к теоретической может быть в принципе получено лишь привлечением дополнительных данных, и в частности тех, на основании которых можно сделать заключение о винтовом или невинтовом характере a_k^1 - и b_c^1 -оси. Указанием на это может служить малокруговой характер распределения кристаллографических осей в узорах ориентировки пороодообразующих минералов.

Однако следует оговориться, что в том случае, когда b_k -ось является осью внутреннего вращения (B -осью) в масштабах одного зерна, в пассивнодеформируемых кристаллах кристаллографические оси, образующие с B -осью острый угол, будут во время деформации искривляться вокруг нее, все время сохраняя с ней один и тот же постоянный угол, аналогично деформации ранней линейности в условиях концентрической складчатости (Weiss, 1959; Лазарев, 1966). На стереосетке траектория деформированного кристаллографического направления также выразится дугой малого круга, даже если B -ось не является винтовой. Отличительной особенностью этого распределения является совпадение B -оси с геометрическим центром дуги малого круга. Как отмечалось в главе III и IV, B -ось, действительно, является B -осью вплоть до масштабов одного зерна (порфиробласты со структурами вращения), поэтому указанное ограничение имеет реальное значение.

Малокруговые траектории свойственны распределению $[0001]$ кварца. Однако $[0001]$ кварца кварцевых слоев образуют малокруговые пояса с расположением b_k^1 -оси в геометрическом центре пояса. Поскольку именно эта разновидность кварца больше всего могла быть подвержена механической деформации и $[0001]$ ее ближе всего отвечают кинематически пассивному элементу, указанные обстоятельства не позволяют рассматривать малокруговой характер $[0001]$ как следствие винтового характера B -оси.

Иная обстановка складывается при синкинематической ориентированной кристаллизации. Определенные кристаллографические оси будут ориентироваться закономерно относительно осей поля напряжений и кинематических осей. Как показали опыты по экспериментальной деформации, в ходе синтектонической кристаллизации имеет место совпадение

осей строения с осями стресс-поля (Turner and Ch'ih, 1951; Griggs et al., 1953; Turner et al., 1956; Griggs et al., 1960).

В последнее время были сделаны определенные шаги в использовании термодинамики и учения о равновесности для объяснения предпочтительной ориентировки синтетонически кристаллизующихся минералов (Kamb, 1959, 1961; MacDonald, 1960; Brace, 1960). Камб в своей теории равновесия исходил из представления о линейно-упругих кристаллах, тогда как Мак Дональд основывался на том, что материал потерял эти свойства и деформация идет как необратимое пластическое течение. Из этих двух различных исходных пунктов следуют разные заключения о равновесной ориентировке. Так, согласно Камбу (Kamb, 1959), [0001] кварца должны располагаться в поясе вдоль сланцеватости, если она нормальна к оси наибольшего местного сжатия. Напротив, из теории Мак Дональда следует (Brace, 1960), что [0001] кварца образуют малый круг этой оси радиусом 71° . Сопоставляя эти данные с узорами кварца рудных слоев, можно отметить согласие с выводами Камба, предполагающими отсутствие существенной пластической деформации растущих кристаллов. Напротив, характер вторичных узоров кварца в качественном отношении согласуется с выводами Брейса (Brace, 1960).

Расположение [0001] кварца в поясе, нормальном к оси наибольшего местного сжатия, т. е. в плоскости относительного растяжения $a_c^1 b_c^1$, позволяет по аналогии предполагать, что если сжатие вдоль одной из осей намного меньше, чем сжатие по другим осям, [0001] будет предпочтительнее концентрироваться вдоль нее. Так как b_c^1 -ось параллельна a_c^1 -оси, она совпадает с осью наименьшего сжатия. Принимая во внимание винтовой характер b_c^1 -оси, можно заключить, что за время кристаллизации будет сформирована единая малокруговая траектория равновесных положений [0001], совпадающая с траекторией мгновенных положений b_c^1 -оси. Другими словами, среднее или конечное положение b_c^1 -оси будет располагаться на этой траектории, радиус которой отвечает среднему (за время деформации) шагу винта. Следовательно, малокруговой характер траектории [0001] синкинематически кристаллизовавшегося кварца с расположением на ней b_c^1 -оси является указанием на винтовой характер последней. Всем этим условиям отвечают узоры [0001] кварца рудных слоев и метаморфических прожилков. Таким образом, группа симметрии плана внутренних движений понижается до I_∞ , что соответствует симметрии результирующего плана движений, выведенной в главе IV. Наконец, непосредственным указанием на винтовой характер b_c^1 -оси (B -оси) служат S -образные следы включений в син- и позднелинчатических порфириобластах, в сечениях, параллельных B -оси.

О ГРУППАХ СИММЕТРИИ ТЕКТОНИТОВ

Результаты структурного и микроструктурного анализа позволяют также сделать некоторые заключения о классах и группах симметрии тектонитов.

В настоящее время (Paterson, Weiss, 1961; Turner, Weiss, 1963) возможные группы симметрии тектонитов относятся только к триклинной, моноклинной, ромбической и кубической сингониям, причем включают в себя далеко не все виды этих сингоний, установленные для кристаллических индивидов. Определение возможного ранга симметрии тектонитов указанные авторы основывают на предположении, что в строении тектонитов могут быть обнаружены лишь простые, чисто вращательные оси симметрии с безразличным направлением вращения и простые плоскости симметрии. Такое ограничение различаемых элементов симметрии обуславливается частой невозможностью установить точный характер осей и плоскостей симметрии, хотя совершенно очевидно, что в строении гор-

ных пород существуют такие линии, концы которых неравнозначны, или такие плоскости, стороны которых неравноценны. Симметрия этих элементов строения может быть описана лишь введением полярных осей симметрии, которые, следовательно, должны входить и в описание всего строения.

Такие элементы свойственны как первичноосадочным, так и тектоническим строениям.

Неравноценность верхней и нижней поверхностей слоистости, нередко подчеркиваемая вещественными различиями кровли и подошвы пласта, приводит к тому, что ось симметрии пласта, направленная нормально к нему и имеющая характер оси безразличного вращения бесконечного порядка, одновременно является и полярным вектором. Иначе говоря, она приобретает характер сложного осе-полярного вектора. В первичноосадочных строениях устанавливаются и другие полярные или направленно вращательные векторы. К ним относятся многие виды линейности, лежащей в плоскости слоистости. Полярный характер имеет ориентировка струй размыва или течения, а направленно вращательный — линейность, образованная пересечением параллельной и косой слоистости и гребнями волноприбойных знаков. Особенно интересно, что в некоторых породах, таких как косослоистые песчаники, вообще отсутствуют оси с безразличным вращением. Линия пересечения косослоистых серий имеет направленное вращение, а нормаль к ней на поверхности пласта является полярным вектором, указывающим на направление течения и сноса материала. По этой причине ось симметрии пласта, нормальная к его поверхности, также становится чисто полярным вектором, обуславливая возможность установления кровли пласта в любом его залегании.

В строениях тектонитов невращательный полярный характер имеет a_x -ось. В ходе настоящего изучения существование осей симметрии с односторонним, правым или левым вращением было установлено в ориентировке слюд и амфиболов. Одновременно было установлено, что эти оси, равно как и оси мелких складок, совпадают с a_x -осью, т. е. главная ось симметрии имеет осе-полярный винтовой характер. Таким образом, в строении тектонитов обнаруживаются все виды осей симметрии, свойственные кристаллическим индивидам. Это значит, что виды симметрии строений тектонитов должны включать все виды симметрии по крайней мере вышеперечисленных сингоний. Более того, некоторые из рассмотренных выше субстроений, в частности кварца (рис. 34, *г*), биотита (обр. 108-9, первая и вторая генерации), родусита (рис. 34, *к*), обладают гексагональной (кварц) или тетрагональной симметрией. Если суммарная гексагональная или тетрагональная симметрия кварца и слюды является результатом симметричного наложения последовательных генераций, то тетрагональная симметрия *I* и *II* компонентов в ориентировке родусита образовалась при одновременной кристаллизации. Следует заметить, что тетрагональная симметрия была установлена и в ориентировке [0001] кристаллов льда (Turner, Weiss, 1963), к ней приближается ориентировка [0001] кварца (рис. 33, *б*, *е*). Таким образом, в дополнение к перечисленным сингониям в симметрии тектонитов несомненно присутствуют виды тетрагональной, а с формальной точки зрения (в виде сводной симметрии) могут существовать все четные оси симметрии, свойственные кристаллам.

Из изложенного видно, что список возможных видов симметрии тектонитов должен быть значительно расширен за счет добавления видов тетрагональной и гексагональной симметрии, а также энантиоморфных и винтовых групп. Наконец, в строении горных пород могут присутствовать и элементы черно-белой симметрии (антисимметрии). Так, например, обратные ритмы представляют собой текстуру, антисимметричную отно-

сительно прямых ритмов. Отсюда следует, что при интерпретации строений тектонитов на основе аргументов симметрии может быть получена очень детальная характеристика качественных особенностей процессов, протекающих в земной коре.

Для иллюстрации сказанного обратимся к сводной симметрии субстроения родусита в обр. 92-25, схематически изображенной на рис. 35. Кристаллический супериндивид, изображенный на рис. 35, может быть построен при изучении предпочтительной ориентировки $[001]$ и спайности без изучения ориентировки Nm и $[010] = Ng$, т. е. без данных о наличии или отсутствии поляризации осей. Естественно, что в принципе могут су-

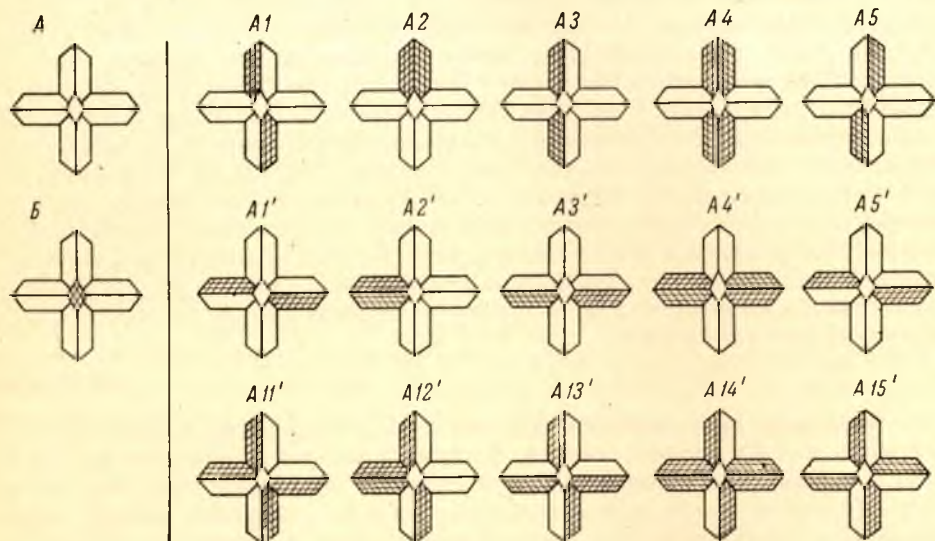


Рис. 37. Вывод возможных вариантов ориентировки родусита с учетом поляризации осей на примере супериндивида, изображенного на рис. 35.

А и Б — две основные группы супериндивидов, различающихся поляризацией компонента III ; $A1-A5$ — возможные комбинации простых форм, различающихся поляризацией $[001]$ для компонента II ; $A1'-A5'$ — то же для компонента I ; $A11'-A15'$ — пример ориентировок, получающихся при сочетании простой формы $A1$ со всеми формами компонента I ($A1'-A5'$).

существовать самые разные комбинации поляризации $[001]$ в компонентах I и II , которые остаются неизвестными, и две комбинации для компонента III , $[001]$ которого может быть направлена либо одним, либо другим концом в глаз наблюдателя. Попытаемся определить число таких комбинаций, предполагая для простоты, что $[001]$ в каждом компоненте или его составной части может быть направлена в одну сторону только одним своим концом, положительным (условно белым) или отрицательным (условно черным).

Этот вывод схематически иллюстрируется рис. 37. При белом компоненте III (условие А) существует пять вариантов черно-белых сочетаний для компонента I (рис. 37, верхний ряд $A1-A5$) и столько же для компонента II (средний ряд). Число видов симметрии определяется тогда суммой

$$1A + 5(A1, A2, \dots, A5) + 5(A1', A2', \dots, A5') + \\ + 10(A12, A23, \dots, A45) + 10(A1'2', A2'3', \dots, A4'5') + \\ + 25(A11', A12', \dots, A55') = 46 \text{ видов.}$$

Столько же видов будем иметь и для черного компонента III . Общее число, следовательно, составит 92 вида. Это значит, что узор, изображенный

на рис. 35, мог сформироваться по крайней мере в 92-х различных обстановках. Так как при изучении субстроения родусита в этом образце было установлено, что [001] всех компонентов поляризованы, возможное число сочетаний сводится к четырем. Эти сочетания следующие: при белом компоненте III, компоненты I и II либо полностью белые (сочетание А), либо полностью черные (сочетание А44'); то же самое имеем при черном компоненте III (сочетание В и В44'). Это число может быть еще уменьшено, если сопоставить данное субстроение с субстроением биотитов, где все возможные генерации имеют одну и ту же направленность (знак) [010], совпадающих с l^1 . Естественно предположить, что однонаправленность [001] свойственна и всем компонентам субстроения радуста. Тогда остаются возможными только две интерпретации: у всех зерен [001] смотрят либо положительным, либо отрицательным концом.

Этот пример показателен в том отношении, что, во-первых, количественно иллюстрирует степень повышения достоверности выводов изучения полной ориентировки с учетом ее поляризационных свойств и, во-вторых, показывает, что использование симметричных операций позволяет заранее определить число возможных интерпретаций полученных данных и возможные пути для получения однозначных заключений. Значение последнего обстоятельства трудно переоценить. По убеждению автора, потенциальные возможности методов интерпретации, основанных на аргументах симметрии, огромны, но используются совершенно недостаточно даже в структурной петрологии.

ВЫВОДЫ

1. Изучение ориентировки главных минералов, петрографические наблюдения над их распределением, формой, размерами, внутренним строением и взаимоотношениями зерен позволяют не только выделить, но и скоррелировать между собой отдельные стадии эволюции разных минералов. Как устанавливается, реликтовые осадочные минералы, такие как кварц, во всех типах кварцитов проходят через одни и те же стадии перекристаллизации. Слюды и амфиболы также кристаллизовались вполне одновременно, т. е. в одних и тех же условиях температуры и давления, хотя и в разных типах железистых кварцитов. Это заключение имеет принципиальное значение для дальнейшего анализа условий их образования и выявления роли отдельных факторов метаморфизма.

2. Закономерное развитие ориентировки, отражающее изменения во внешней динамической обстановке минералообразования, сопровождалось не менее ярким и однонаправленным изменением состава образующихся минералов. Уже неполные, приводившиеся по мере необходимости, данные свидетельствуют, что поздние и посткинematические минералы формировались в условиях повышенной щелочности. Они являются более окисленными (мартит, гематит, окисленный родусит), в их составе прогрессивно возрастает роль сильных оснований: MgO и CaO (карбонаты, сине-зеленая роговая обманка) и, наконец, щелочей (полевые шпаты).

3. Микроструктурное изучение подтверждает основные выводы структурного анализа о широком проявлении в рассматриваемом районе двух фаз складчатости в близких температурных условиях. Наложенная деформация оказывает заметное влияние на ориентировку. Данные микроструктурного анализа также подтверждают результаты структурного анализа о площадном развитии, стиле и интенсивности наложенных деформаций. Вместе с тем эти данные свидетельствуют об отражении в микростроении общих условий формирования крутой В-линейности и выступают как независимое доказательство их существования.

4. Предпочтительная ориентировка минералов не является следствием и результатом какого-то одного универсального механизма, одного ориен-

тирующего процесса. На характер последнего могут влиять такие факторы, как средний размер зерен до деформации, состав ближайшего окружения, температура и давление, которые влияют на скорость растворения и контролируют проявление внутренних движений. В формировании предпочтительной ориентировки большая роль принадлежит равновесно-ориентированной кристаллизации в стресс-поле, особенно по отношению к тем минералам, зарождение и рост которых происходили в ходе метаморфизма.

5. Ориентировка минералов, кристаллизующихся в пространственном равновесии с осями стресс-поля, существенно отличается от ориентировки, возникающей при руководящей роли механической деформации зерен, так как она находится в иных соотношениях с планом внутренних движений.

6. Парагенетические, а не причинно-следственные взаимоотношения ориентировки равновесно кристаллизовавшихся минералов с планом внутренних движений приводят к тому, что симметрия ориентировки является равной или более высокой, чем симметрия плана внутренних движений, тогда как симметрия ориентировки, возникшей в ходе механической деформации, не может быть, как правило, выше симметрии плана движений. Отсюда, основное правило использования ориентировки равновесно кристаллизующихся минералов для целей кинематической интерпретации состоит в следующем: симметрия плана движений при деформации является подгруппой по отношению к симметрии, образованной элементами, общими для симметрий субстроений кристаллизующихся минералов и кинематически-активных элементов макростроения. Она может быть равна этой группе, но не может быть выше.

Метаморфизм железистых кварцитов

Изучение взаимоотношений, характера распределения и пространственной ориентировки минералов железистых кварцитов приводит к заключению, что основные порообразующие минералы (кварц, амфиболы, слюды, окислы железа) всех разновидностей железистых кварцитов кристаллизовались или испытывали перекристаллизацию в одно и то же время. Различие конкретных проявлений метаморфизма, вызвавшее, например, образование в безрудных кварцитах в поздне- и посткинематический этап сине-зеленой роговой обманки, а в наиболее богатых железом разновидностях — эгирин и эгирин-авгита, зависит, следовательно, не от температуры и давления, а обусловлено влиянием других факторов, прежде всего химическими особенностями среды минералообразования, которые в свою очередь могут быть унаследованы от первоначального неизмененного осадка или сформированы непосредственно в ходе метаморфизма при широком воздействии просачивающихся растворов. Для выяснения роли этих факторов необходимо рассмотреть петрохимические особенности различных типов железистых кварцитов и установить причину их происхождения.

Тесная связь минералогического состава железистых кварцитов с их валовым химическим составом, устанавливаемая по взаимной параллельности изоплет содержания железа, границ распространения отдельных минералов и поверхностей напластования, убедительно свидетельствует о большом влиянии первоначального состава на весь ход метаморфических реакций. Вопрос, следовательно, заключается в оценке этого влияния, выяснении тех петрохимических характеристик, которые сыграли решающее значение.

Однако, прежде чем рассмотреть петрохимию железистых кварцитов, необходимо более подробно охарактеризовать состав и свойства минералов железистых кварцитов, особенно силикатов, и рассмотреть эволюцию их химизма, так как без этих данных невозможно выяснить условия температуры и давления, равно как проследить влияние химических характеристик среды на разных стадиях метаморфической эволюции пород и в неодинаковых условиях метаморфизма.

ВАРИАЦИИ СТЕПЕНИ МЕТАМОРФИЗМА

Все породы гимольской серии по мере нарастания метаморфизма испытывают перекристаллизацию с прогрессивным затушевыванием первоначальной слоистости и увеличением размера зерен. Уже у восточной границы разведанной части месторождения в них появляются гранитные жилы. Биотито-кварцевые сланцы приобретают черты гнейсов: в них увеличивается количество инъекционного материала, появляются зоны мигматизации; актинолитовая роговая обманка сменяется обыкновенной ярко- и темно-зеленой, золотисто-коричневый биотит переходит в густо-окрашенный грязно-коричневый; возрастает количество полевого шпата,

причем вместо плагиоклаза № 7—12 развит плагиоклаз № 29—32, а на восточной границе разведанной части месторождения — плагиоклаз № 40.

Талько-хлоритовые, карбонатно-талько-хлоритовые сланцы сменяются хлорито-актинолитовыми и актинолитовыми сланцами. В графитистых, графито-серицито-кварцевых сланцах исчезает графит, резко уменьшается содержание сульфидов, серицит сменяется биотитом, огрубляется слоистость, отчего они становятся подобными биотито-кварцевым терригенным сланцам. Тонкозернистые массивные плагиопорфиры становятся среднезернистыми, линзовидно- или неправильнополосчатыми, местами

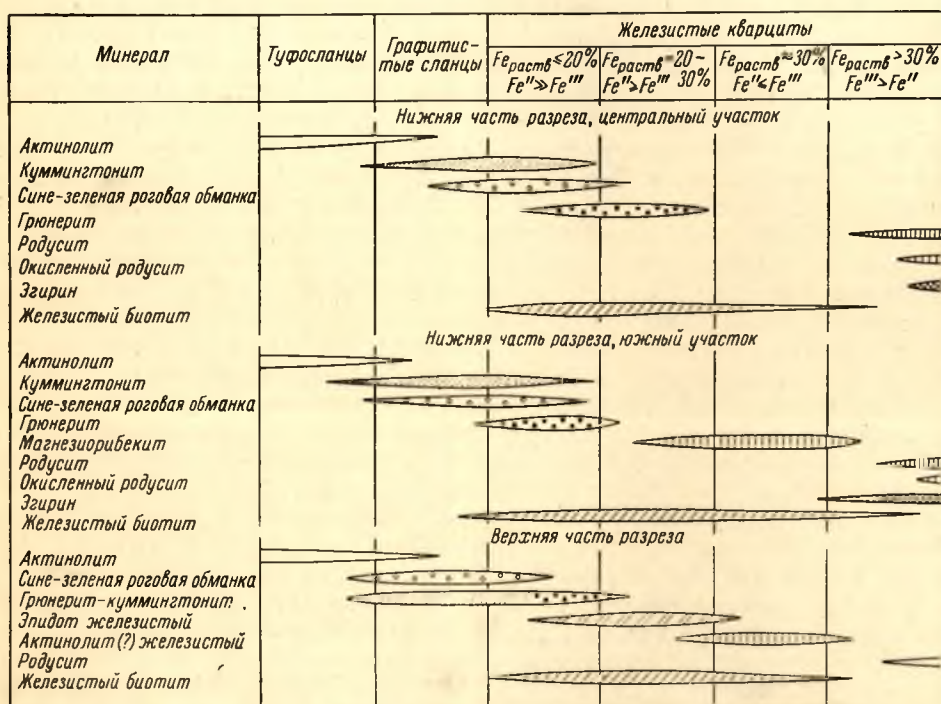


Рис. 38. Зависимость состава железистых силикатов от химизма пород железорудной толщи гимольской серии.

появляются кварцево-полевошпатовые шпильки, вкрапленники микроклина, альбитовый плагиоклаз № 0—4 переходит в олигоклаз (№ 12—13). В целом плагиопорфиры переходят в лептитовые ортогнейсы.

В амфиболовых подрудных сланцах южного участка вместо актинолита развивается обыкновенная роговая обманка, плеохроирующая в светлорыжевых и желтых по N_r и ярко-зеленых, слегка голубоватых по N_g тонах. Плагиоклаз представлен андезином № 37—42.

В железистых кварцитах усиление степени метаморфизма сопровождается появлением жил лейкократовых розовых микроклиновых гранитов и прогрессивной перекристаллизацией, так что совершенно исчезают реликтовые тонкозернистые (шертовые, роговиковые) разности. Хотя наиболее богатые разности по-прежнему являются щелочно-амфиболовыми, нижняя граница развития щелочных амфиболов сдвигается в сторону более бедных кварцитов (рис. 38). Щелочные амфиболы заметно осветляются, меняются также и их оптические свойства, увеличивается двупреломление и особенно угол угасания, достигающий 35° против $5\text{—}12^\circ$ на центральном участке, значительно шире развит эгирин-авгит. Заметно увеличивается содержа-

ние микроклина и почти полностью отсутствуют магнезиально-железистые карбонаты, вместо которых обнаруживается только доломит и (или) кальцит.

Особенно сильно суживается область составов безамфиболовых биотитовых разностей, которые теперь характеризуют породы с 25—32% $\text{Fe}_{\text{раств}}$. Это вызвано, с одной стороны, появлением между ними и щелочно-амфиболовыми разностями новой широкой зоны кварцитов, содержащих амфибол промежуточного состава между магнезиорибекитом и актинолитом с преобладанием молекулы магнезиорибекита, а с другой — понижением верхнего предела содержания железа в грюнеритсодержащих разностях, т. е. сужением области составов стабильности грюнерит-куммингтонита. Биотит на южном участке в то же время очень широко распространен. В частности, в щелочно-амфиболовых кварцитах он развит шире, чем на центральном участке, и практически постоянно присутствует в переменном количестве в грюнеритовых и магнезиорибекитовых разностях. В отличие от центрального участка наряду с яркоокрашенным зеленым и густо-зеленым биотитом широко развит буро-зеленый, переходящий в зеленовато-коричневый. Эти сильные колебания зависят как от валового химического состава, так и относительного возраста биотита.

В безрудных кварцитах, так же как и на центральном участке, грюнерит-куммингтонит испытывает замещение сине-зеленой роговой обманкой; наряду с ней присутствует обыкновенная (зеленая) роговая обманка.

Наконец, на южном участке по сравнению с центральным повсеместно и широко развиты минералы поздние и посткинematических условий.

Сопоставление всех особенностей свидетельствует, что уже на границе разведанной части месторождения степень метаморфизма отвечает условиям амфиболитовой фации, тогда как в центральной части она может быть сопоставлена с условиями эпидото-амфиболитовой фации.

При дальнейшем повышении степени метаморфизма в условиях амфиболитовой фации, которое устанавливается в восточной части широтной ветви Костамукшской синклинали и в северной части района, особенно в пределах участка оз. Корпанги—гора Шурловаара, в малорудных и безрудных кварцитах исчезает грюнерит (гора Шурловаара), а в богатых разностях железистых кварцитов — щелочные амфиболы, замещающиеся актинолитом. Кроме того, зеленый и буро-зеленый биотит полностью сменяется коричневым, появляется мусковит.

Итак, при общем повышении степени метаморфизма первоначальные различия состава железистых кварцитов все меньше сказываются на характере образующихся минералов. С другой стороны, щелочные амфиболы оказываются приуроченными и типичными для наиболее низкой степени метаморфизма, где роль первоначальных различий состава пород должна сказываться в наибольшей степени.

ЭВОЛЮЦИЯ СОСТАВА ЖЕЛЕЗИСТЫХ СИЛИКАТОВ

Взаимосвязь между характером силикатных минералов и составом железистых кварцитов нижней и верхней частей разреза железорудной толщи для пород центрального и южного участка месторождения схематически иллюстрируется рис. 38. Различные генерации щелочных амфиболов, грюнерита, биотита и их петрографические взаимоотношения с другими минералами иллюстрируются рис. 39, 40, 41. Не останавливаясь на характеристике их распределения в железистых кварцитах, что было сделано в главе V, рассмотрим данные о изменении состава этих важнейших метаморфических минералов в связи с изменением состава пород и степени метаморфизма.

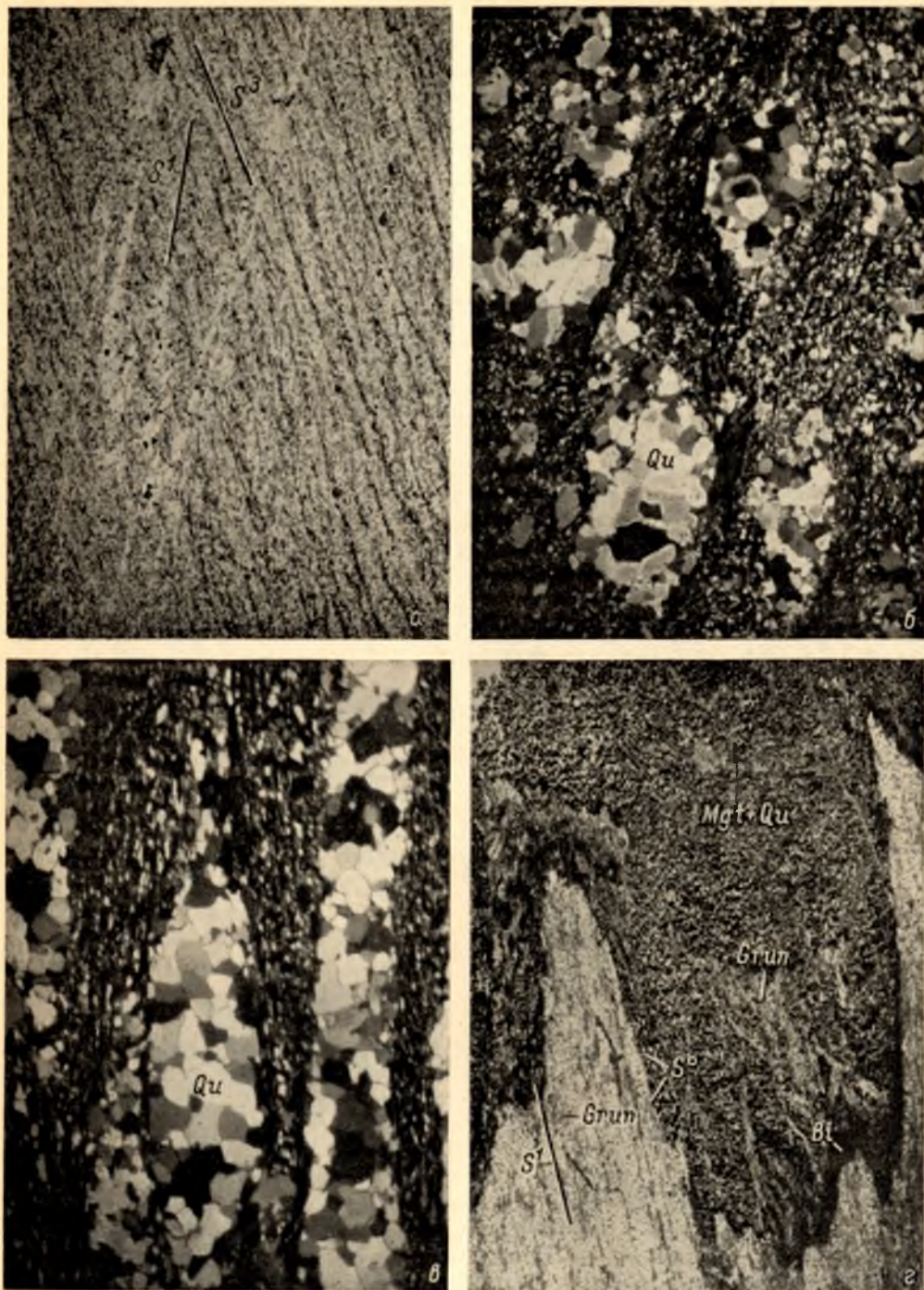


Рис. 39. Микростроение пород гимольской серии.

а — наложенный кливаж скольжения, николи ||, увел. 14; б, в — гальки в микроконгломератовых слоях в основании ритмичных пачек (б — нормально к линейности; в — параллельно линейности), николи скрещены, увел. 14; г — складчатая граница магнетитового и кварцевого слоев в биотито-грюнерито-магнетитовом кварците (биотит — черное в перегибах складок, грюнерит — светлые цепочки вдоль сланцеватости), николи ||, увел. 14.

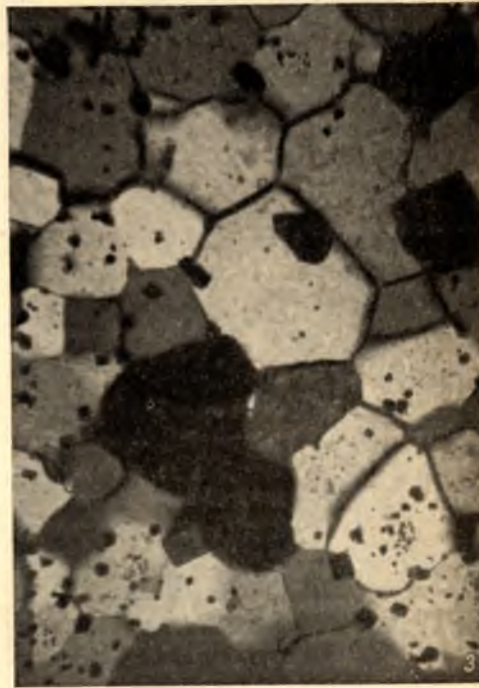
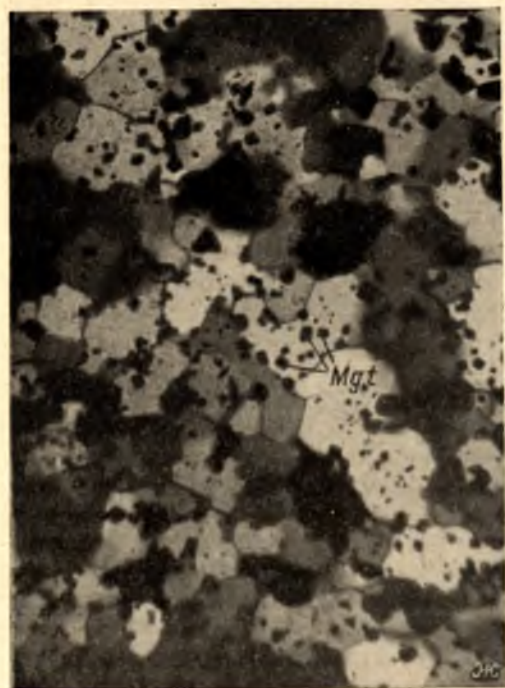


Рис. 39 (продолжение).

д — микросмятия магнетито-кварцевого слоя в грюнерито-магнетитовом кварците (грюнерит развит вдоль сланцеватости, заметно перераспределение магнетита в прожилковые цепочки вдоль сланцеватости), николи \parallel , увел. 14; *е* — складка в щелочно-амфиболовом кварците, сечение под острым углом к оси складки, светло-серый щелочной амфибол концентрируется в агрегаты вдоль слоев, хотя отдельные зерна строго ориентированы вдоль сланцеватости, кварцево-магнетитовые прожилки также следуют вдоль сланцеватости, выступающей как поверхность скольжения, николи \parallel , увел. 2; *ж* — кварц конца первой стадии перекристаллизации, еще сильно запыленный магнетитом, обр. 71-4, николи скрещены, увел. 110. *з* — кварц главной стадии перекристаллизации, тот же шлиф, николи скрещены, увел. 110.

Щелочные амфиболы. По своему составу они принадлежат к твердым растворам рибекита $[\text{Na}_2\text{Fe}_3'''\text{Fe}_2'''\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ и магнезиорибекита $[\text{Na}_2\text{Mg}_3\text{Fe}_2'''\text{Si}_8\text{O}_{22}(\text{OH})_2]$ и составляют единственный либо находящийся в парагенезисе с биотитом и (или) эгирином магнезиально-железистый силикат в гематито-магнетитовых кварцитах. Те из них, которые содержат от 10—15 до 26% молекулы рибекита, называются родуситами. Составы с меньшим содержанием рибекита отнесены к магнезиорибекитам. У некоторых составов (табл. 2) количество Fe''' больше двух атомов за счет окисления части Fe'' для компенсации валентности катионов при нехватке натрия в структуре. Такие окисленные разновидности названы оксиродуситами.

Родуситы и оксиродуситы различаются не только кристаллохимическими, но и оптическими свойствами (табл. 3), приуроченностью к определенным типам пород и в значительной мере относительным возрастом. В то же время обе разновидности связаны постепенными переходами, хотя крайние, или типичные, амфиболы каждой разновидности четко различаются.

Кристаллы родусита имеют обычно игольчатый и длинно-призматический габитус с размерами в поперечнике от 0.01 до 0.1 мм. Окраска родуситов светло-голубая, а угол угасания составляет в среднем 12—14°, увеличиваясь вплоть до 35° по мере приближения к магнезиорибекиту. В этом же направлении уменьшается Ng и $2V$, но увеличивается $Ng-Nr$. Кроме того, по мере приближения к магнезиорибекиту меняется положение осей индикатриссы относительно кристаллографических осей. В родуситах около $[001]$ проходит Nm , тогда как в магнезиорибеките Ng .

Оксиродуситы отличаются ярко-голубой, ярко-синей, а иногда густо-синей окраской. Размер зерен их колеблется от минимального до 0.5 см в поперечнике. С увеличением размеров габитус меняется на короткопризматический. Для оксиродуситов характерна сильная дисперсия осей, не позволяющая определить $2V$, угол угасания у них не выше 8°, $Ng-Nr$ меньше, а показатели преломления больше по сравнению с родуситами. Хотя обычно вблизи $[001]$ проходит Nm , в нескольких случаях (в наиболее густоокрашенных разновидностях) удалось определить, что вдоль $[001]$ проходит Nr . Таким образом, увеличение Fe''' вызывает такие же изменения свойств, как и замещение Mg на Fe'' .

Изучение распространенности щелочных амфиболов показывает, что темноокрашенные окисленные разновидности приурочены к тем слоям железистых кварцитов, которые особенно богаты гематитом, т. е. к поро-



Рис. 39 (продолжение).

и — поздние и посткинematicкие гранаты в графитистом сланце, небольшое вращение свойственно только порфиروблокам в правом нижнем углу, четко выражена краевая очищенная зона, увел. 14.

Составы и свойства амфиболов

	Щелочные амфиболы					Грюнериты		
	114-9	92-25	114-41	32-2	60-1	140-11	108-33	40-50
Si	7.19	7.6	7.624	7.75	7.63	7.7	7.07	7.734
Ti	0.035	0.02	0.024	0.01	0.02	—	—	0.009
Al	0.29	0.25	0.252	0.16	0.37	0.3	0.93	0.213
Fe ^{'''}	0.485	0.13	0.1	0.08	—	—	—	0.044
Al	—	—	—	—	—	—	0.549	—
Fe ^{'''}	2.193	1.65	1.83	1.85	1.80	0.057	0.175	0.179
Fe ^{''}	0.819	0.87	0.84	1.00	0.62	6.02	4.907	4.03
Mg	1.988	2.48	2.42	2.15	2.58	—	—	—
Mg	0.082	—	—	—	0.13	0.666	1.09	2.683
Ca	0.01	0.08	0.17	0.128	0.37	0.171	0.282	0.102
Na	1.55	Не опр.	Не опр.	Не опр.	1.39	Не опр.	—	—
K	0.024	» »	» »	» »	0.09	» »	—	—
Fe ^{'''}	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ^{''} + Fe ^{'''}	0.766	0.672	0.696	0.66	0.744	0.009	0.034	0.052
Fe ^{''}	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ^{''} + Mg	0.284	0.26	0.258	0.317	0.185	0.9	0.82	0.6
Mg _{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—
Fe ^{''} + Fe _{VI}	0.66	0.98	0.9	0.75	1.06	—	—	—
Mg _{VI}	—	—	—	—	—	—	—	—
Mg _{VI} + Fe ^{''} + Fe _{VI}	0.398	0.496	0.484	0.43	0.516	—	—	—
a, Å	9.7	9.71	9.68	9.71	9.82	9.49	9.48	9.49
b, Å	18.0	18.0	18.07	18.02	17.99	18.41	18.33	18.27
c, Å	5.33	5.35	5.2	5.27	5.22	5.40	5.43	5.22
β	103°55'	103°55'	103°23'	103°39'	103°52'	102°04'	102°04'	101°49'
V, Å ³	903.3	907.6	884.9	886.4	895.3	922.5	943.8	885.5
Ng'	1.687	1.687	1.687	1.696	—	1.720	1.71	1.699
Np'	1.671	1.671	1.671	1.67	—	1.68	1.671	1.666

дам, наиболее богатым кислородом. С другой стороны, поздние и посткинematические амфиболы являются постоянно окисленными и, возможно, до некоторой степени более железистыми, чем синкинematические. В качестве примера можно указать на результаты изучения ориентировки амфибола в обр. 92-25. Появление окисленных разновидностей начинается тем раньше и протекает тем интенсивнее, чем больше гематита в породе. При этом наряду с самостоятельной кристаллизацией оксиродуситов нередко развивается наложенное окисление синкинematических родуситов с образованием пятнистоокрашенных разновидностей. Посткинematическое наложенное окисление более ранних родуситов, кроме того (особенно на южном участке), связано с формированием карбонато-полевошпато-кварцевых прожилков на последних стадиях метаморфизма. Амфибол испытывает заметное сгущение окраски в контактовых зонах таких прожилков (рис. 40, б, в), но особенно сильное потемнение свойственно непосредственному контакту амфибола с замещающими его карбонатами, полевыми шпатами и иногда бурым биотитом (рис. 40, г).

Таким образом, оксиродуситы представляют собой как самостоятельные фазы, кристаллизовавшиеся на поздних стадиях метаморфизма, так и результат окисления более ранних родуситов. Их образование связано как с содержанием кислорода в породах, унаследованным от первоначального осадка (см. гл. II), так и с процессами заметного изменения состава пород на поздних стадиях метаморфизма.

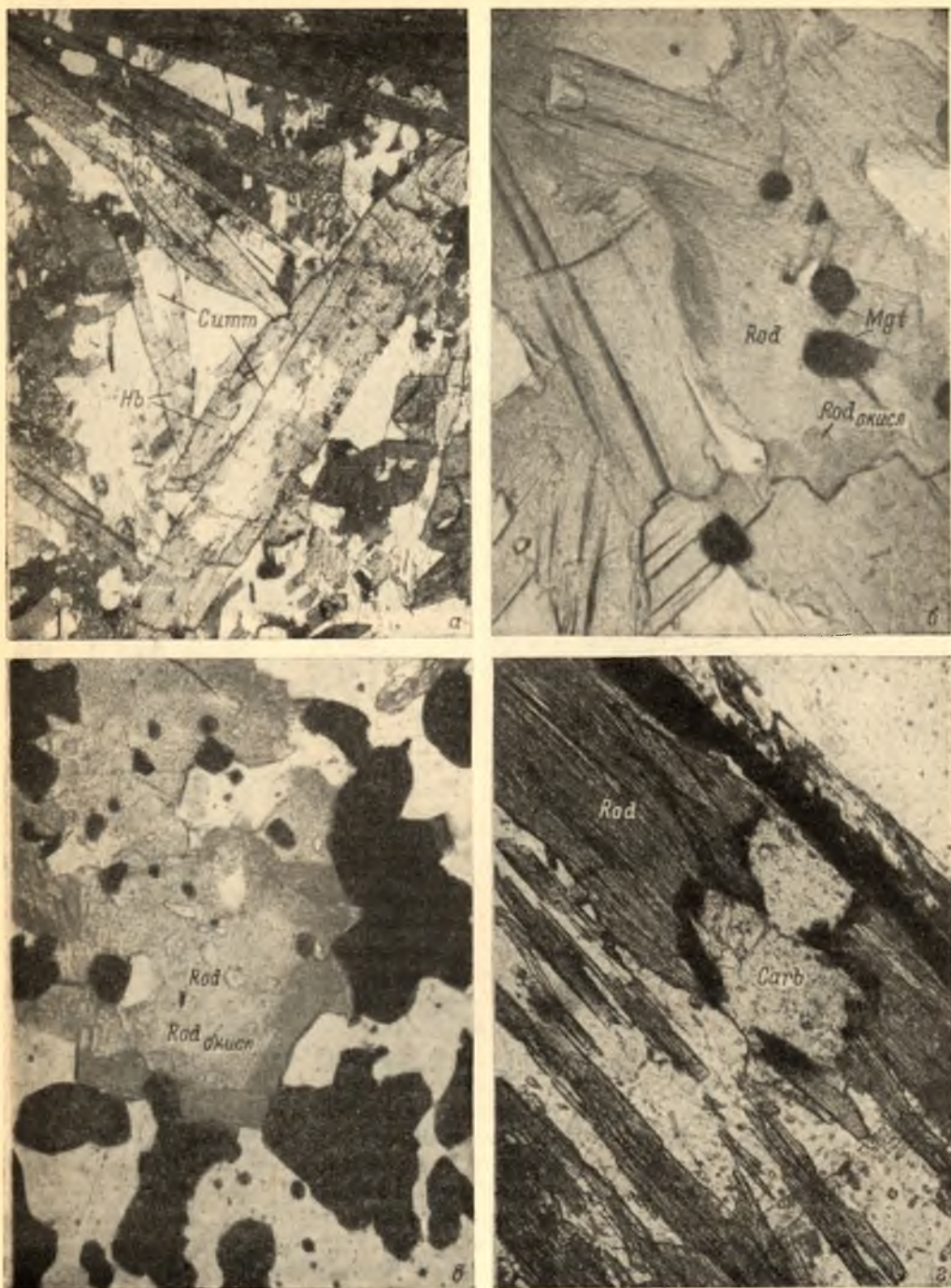


Рис. 40. Взаимоотношения и ориентировка амфиболов в железистых кварцитах.

а — замещение посткиннематического куммингтонита сине-зеленой роговой обманкой; б, в — начальные стадии замещения родусита оксиродуситом, южный участок, николи ||, увел. 110 и 14 соответственно; г — пятнистая окраска синкиннематического родусита (окисление амфибола, вызывающее потемнение окраски, особенно интенсивно по контакту с поздними порфиробластами анкерита, где оно перерастает в разложение амфибола), николи ||, увел. 110.

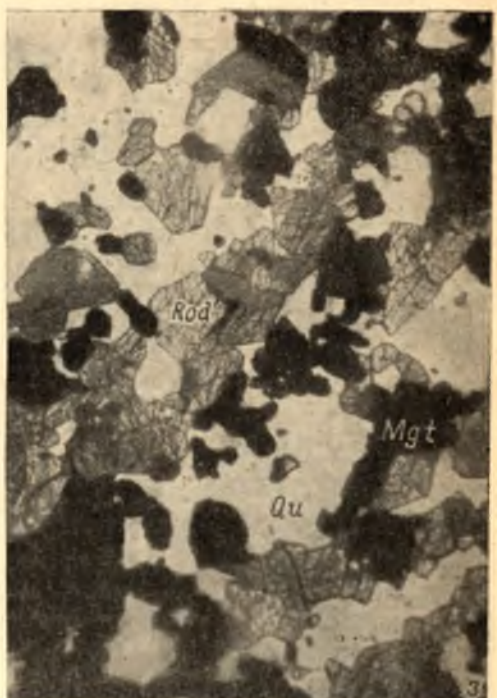
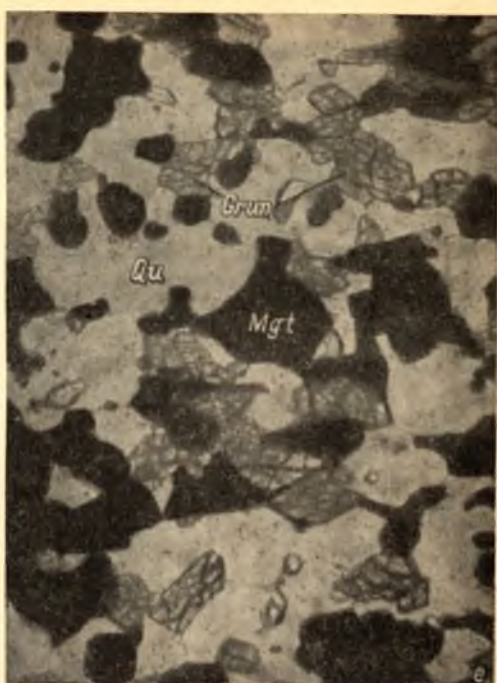
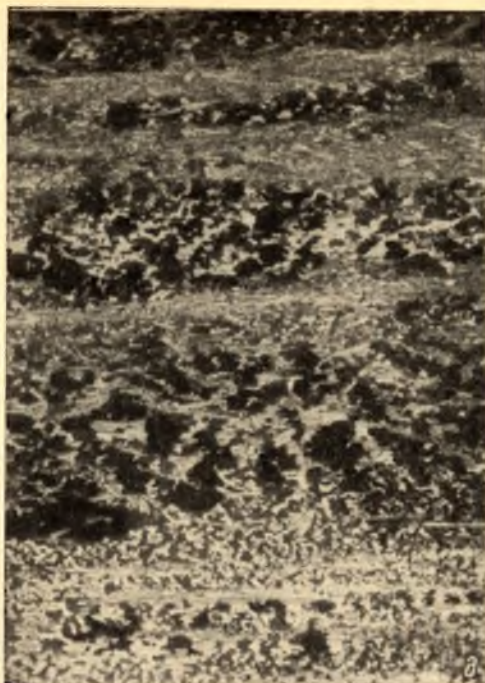


Рис. 40 (продолжение).

д — синкинематический грюнерит, образующий прожилки вдоль сланцеватости и почти нацело заместивший кварц в поперечно-ростковой структуре рудного слоя, сечение параллельно линейности, николи \parallel , увел. 14; е — синкинематический грюнерит, характер ориентировки в сечении, нормальном к линейности, шл. 99-35, николи \parallel , увел. 110; ж — синкинематический родусит первой текстурной разновидности в обр. 92-95, увел. 110; з — ориентировка родусита в обр. 62-12, увел. 110.

Составы и свойства щелочных амфиболов заметно меняются также и с изменением степени метаморфизма пород. На центральном участке в целом развиты более железистые и сильнее окрашенные разновидности, чем на южном. Только на южном участке встречаются амфиболы, которые по оптическим свойствам можно сопоставить с магнезиорибекитами (Ernst, 1960). При этом магнезиорибекиты свойственны породам с пониженным содержанием кислорода, где $Fe'''/Fe'' < 2$. Другое яркое отличие амфиболов южного участка состоит в том, что оксиродуситы не обнаруживают исключительной локализации в пластах с высоким содержанием кислорода, где $Fe'''/Fe'' > 2$, как это свойственно центральному участку. Образование оксиродуситов часто оказывается связанным с узкими зонами ощелачивания (фельдшпатизации, развития микроклинов и альбито-кварцевых прожилков), которые в ряде случаев, несомненно, приурочены к зонам дробления и расщепления. Формирование этих зон происходило в самую позднюю стадию метаморфизма, так что наложенному окислению подвергаются и посткинематические родуситы (рис. 40, б, в).

При особенно интенсивной фельдшпатизации в безамфиболовых и магнезиорибекитовых кварцитах южного участка также развивается густоокрашенный (ярко-синий) щелочной амфибол, который по своим свойствам весьма близок к оксиродуситам и ниже условно описывается под этим названием. В связи с отсутствием в этих породах избытка Fe_2O_3 , не исключена возможность, что этот амфибол не является окисленным, а представляет собой соединение более железистое, чем родусит, и более близкое к рибекиту (железистый родусит). Он развивается позднее зеленого биотита, но одновременно с зеленовато-коричневым биотитом. Что касается пород с высокой степенью окисления железа ($Fe'''/Fe'' > 2.5$), то в них оксиродуситы образуются и вне связи с посткинематическими зонами ощелачивания, т. е. так же как и на центральном участке.

Ввиду крайне малых размеров и небольшого содержания родусита в железистых кварцитах центрального участка не представилось возможным отобрать его мономинеральную фракцию. Все отобранные для анализа фракции щелочного амфибола являются темноокрашенными. Визуально сравнительно более слабая окраска свойственна амфиболу в обр. 32-2. Этот образец и обр. 114-41 (табл. 2) принадлежат вместе с тем к синкинематической генерации, хотя амфибол сравнительно укрупнен. В обр. 92-25 (ан. № 64), как показывает петрографическое и микроструктурное изучение, присутствуют амфиболы разных стадий образования и состояний окисления. Однако мономинеральная фракция образована главным образом крупными порфиробластическими позднекинема-



Рис. 40 (продолжение).

и — ориентировка позднекинематического родусита в обр. 89-51, увел. 110.

Оптические свойства щелочных амфиболов и актинолитов

Номера образцов	Минерал	n_g	$2V$	Показатель преломления, плеохроизм
43-28	Родусит, центральный участок	—	—	$Ng' - 1.684$, светло-желтый; $Nm - 1.674$, бледно-фиолетовый
46-20	То же	—	—	$Ng' - 1.686$, светло-желтый; $Nm' - 1.678$, фиолетовый
44-19	» »	—	—	$Ng' - 1.678$, $Nm' - 1.676$
43-16	Оксиродусит, центральный участок	—	—	$Ng' - 1.702$, светло-желтый; $Nm' - 1.698$, фиолетовый; Np — ярко-синий
96-26	То же	98	—	$Ng' - 1.690$, $Nm' - 1.683$
129-19	Родусит, южный участок	96	—51	$Ng' - 1.66$, голубовато-зеленый; $Nm' - 1.65$, голубовато-фиолетовый
128-27	То же	101	—50	$Ng' - 1.66$; $Nm' - 1.652$
145-11	» »	—	—	$Ng' - 1.668$, $Nm' - 1.658$
145-15	» »	—	—	$Ng' - 1.670$, $Nm' - 1.660$
60-9	» »	21	63	
41-2	» »	34	52	
60-10	Магнезиорибекит	8	—72	
171-44	То же	11	—72	
146-41	» »	8	—73	
60-8	» »			$Ng' - 1.658-1.66$, голубовато-зеленый; $Np' - 1.638-1.64$, зеленоватый, почти бесцветный
164-4	» »			$Ng' - 1.652$, $Np' - 1.632$
202-38	» »			$Ng' - 1.662$, $Np' - 1.638$
25-46	Актинолит, биотито-карбонатный сланец			$Ng' - 1.656$, $Np' - 1.630$
72-45	Актинолит, биотито-актинолитовый сланец	11	—80	
166-26	Актинолит, ультраосновная порода	14	—80	$Ng' - 1.66$, $Np' - 1.636$

тическими зернами. Наконец, четвертый анализированный амфибол (обр. 114-9 и 42-79, ан. 63) принадлежит к посткинематической генерации.

От раннего амфибола в обр. 32-2 к наиболее позднему в обр. 114-9 содержание Si систематически уменьшается, тогда как содержание Ti, Al и особенно $Fe_{IV}^{''}$ растет. В посткинематическом оксиродусите сильно увеличено и содержание $Fe_{VI}^{''}$, а в наиболее раннем родусите повышено содержание Fe'' . Содержание кальция, хотя и весьма небольшое, но заметно пониженное в поздние- и посткинематических амфиболах. Особенно интересно поведение магния: вначале растет, но в посткинематическом амфиболе снова падает.

Таким образом, состав амфиболов меняется строго закономерно. Наиболее ранний амфибол имеет 25% рибекитовой молекулы, тогда как наиболее поздний — 35%. Обращает внимание, однако, что отношение $Fe_{VI}^{''}/Fe'' + Fe_{VI}^{''}$ обнаруживает определенную независимость от времени кристаллизации амфибола, хотя в целом подчиняется той же закономерности. Несомненно, что колебание степени окисления железа связано и согласуется с двояким происхождением темноокрашенного амфибола. Химические анализы показывают, что даже синкинематически или позднекинематически окисленный родусит может подвергнуться меняющемуся дополнительному окислению, которое, не меняя соотношения магния к железу, увеличивает степень окисления последнего.

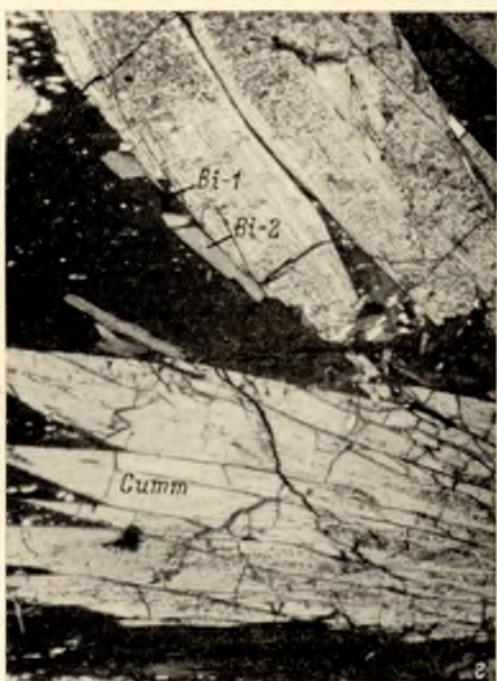
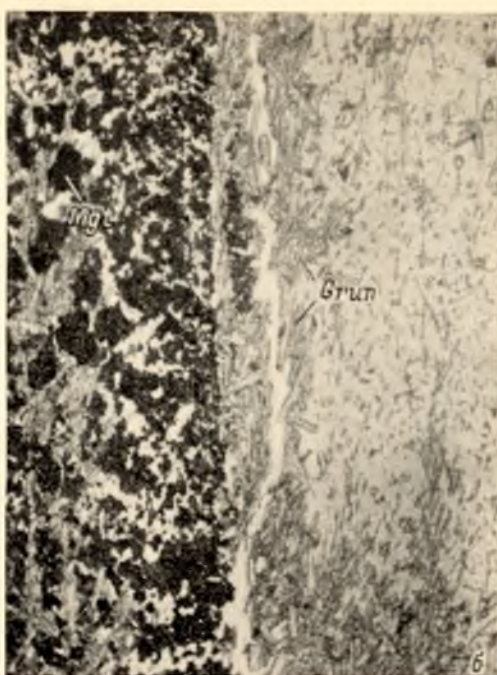


Рис. 41. Грюнериты и биотиты в железистых кварцитах.

a — позднекинематический грюнерит в биотитовом слое безрудного кварцита (справа почти полное замещение агрегата мелких пластинок темно-зеленого биотита грюнеритом), увел. 14; *б* — синкинематическое развитие грюнерита на контакте кварцевого и рудного слоя (индивидуальные иголки грюнерита строго ориентированы по сланцеватости, слегка несовпадающей со слоистостью, в нижней части сплошное замещение кварца грюнеритом), шл. 22-3, увел. 14; *в* — позднекинематический рост спутанно-игольчатого агрегата грюнерита на контакте кварцевого и рудного слоя, увел. 30; *г* — посткинематические пойкилопорфирообразные куммингтониты в биотитовом слое безрудного кварцита (серое — пластинки неориентированного светло-зеленого биотита в ассоциации с куммингтонитом), увел. 14.



Рис. 41 (продолжение).

д — неориентированное зерно грюнерита, насквозь пересекающее кварцевый и магнетито-биотитовый слой с синкинематическими биотитом и грюнеритом, увел. 30; е — посткинематический рост грюнерита на контакте грюнерито-магнетитового и кварцевого слоя в сторону последнего (индивидуализированные сноповидные агрегаты, рост часто начинается с обрастания магнетитом-железистого карбоната, заметного на рисунке в основании правого снопа), увел. 30; ж — посткинематический прожилок асбестовидного грюнерита (центр прожилка в правой части рисунка сложен кальцитом), увел. 14; з — полисинтетически sdвойникованные пойкилопорфиробласты зеленого биотита в бедном магнетито-грюнерито-биотитовом кварците (внутреннее строение порфиробласт не совпадает с внешними контурами зерен, в целом вытянутыми вдоль сланцеватости и слоистости), увел. 14.

Рентгеноструктурные данные, приведенные в табл. 2, полностью согласуются с данными об относительном возрасте анализируемых амфиболов. Синкинематические родуситы резко отличаются от поздне- и посткинематических более плотной упаковкой и сжатостью элементарной ячейки. Разница объемов элементарной ячейки составляет в среднем 20 \AA^3 и далеко выходит за пределы экспериментальных ошибок ($\pm 4 \text{ \AA}^3$). Столь резкие колебания объемов элементарной ячейки, наблюдаемые в химически идентичных амфиболах (достаточно сравнить амфибол в обр. 92-25 и 114-41), могут быть объяснены только кристаллизацией в разных условиях внешнего давления. Сжатие синкинематических родуситов с очевидностью указывает на обстановку высокого давления при метаморфизме с последующим спадом его в поздне- и посткинематических условиях.

В табл. 2 приведен также один анализ посткинематического неориентированного бледно-голубого родусита из пород южного участка. Как видно, в действительности степень окисления железа в амфиболе весьма велика, хотя он по своей окраске только приближается к светлым неокисленным родуситам центрального участка. Из этого анализа также следует, что родусит южного участка по своему химическому составу отвечает рибекит-магнезиорибекитовой серии твердых растворов и содержит 18% рибекитового минерала, т. е. располагается ближе к идеальному составу магнезиорибекита. Если сопоставить посткинематические родуситы центрального и южного участков, то родусит последнего располагается примерно на 15 номеров ближе к идеальному магнезиорибекиту и заметно обогащен кальцием. Отсутствие трехвалентного железа в четверной координации в амфиболе южного участка наряду с обогащением его магнием обращает на себя особое внимание. Если для родуситов южного участка сохраняет свою силу общее направление эволюции составов, установленное для центрального участка, то более ранние синкинематические амфиболы с уменьшением степени окисления железа, возможно, еще более приближаются к чистому магнезиорибекиту. Их светлая, бледно-голубая окраска, низкий показатель преломления, большой угол угасания могут быть следствием как высокого содержания магния, так и отсутствия Fe^{IV} . Такое изменение состава и свойств амфиболов несомненно связано с изменением условий метаморфизма. Как установил Эрнст (Ernst, 1960), уменьшение показателя преломления, угла угасания и изменение оптической схемы связано с изменением температуры и P_0 . Чем выше температура, тем ниже показатель преломления магнезиорибекитов при постоянном P_0 , и чем выше P_0 , тем выше показатель преломления при постоянной температуре, а с падением P_0 происходит смена положения оптических осей, близких

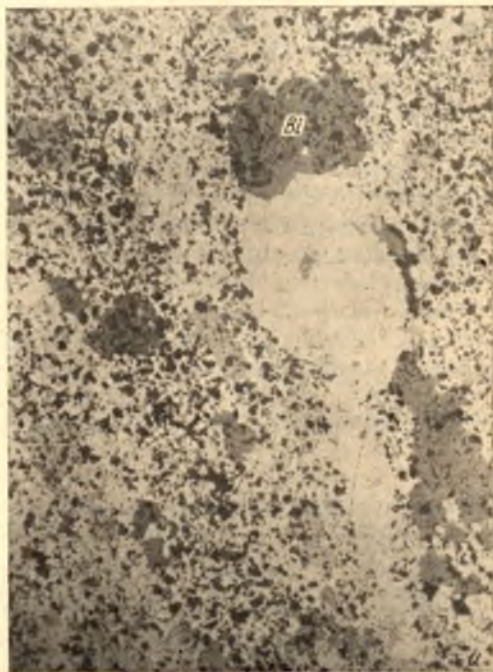


Рис. 41 (продолжение).

и — пойкилопорфириобласты светлого буровато-зеленого биотита в богатом магнетитовом кварците с реликтами щелочного амфибола, шл. 89-44, увел. 14.

обогащен кальцием. Отсутствие трехвалентного железа в четверной координации в амфиболе южного участка наряду с обогащением его магнием обращает на себя особое внимание. Если для родуситов южного участка сохраняет свою силу общее направление эволюции составов, установленное для центрального участка, то более ранние синкинематические амфиболы с уменьшением степени окисления железа, возможно, еще более приближаются к чистому магнезиорибекиту. Их светлая, бледно-голубая окраска, низкий показатель преломления, большой угол угасания могут быть следствием как высокого содержания магния, так и отсутствия Fe^{IV} . Такое изменение состава и свойств амфиболов несомненно связано с изменением условий метаморфизма. Как установил Эрнст (Ernst, 1960), уменьшение показателя преломления, угла угасания и изменение оптической схемы связано с изменением температуры и P_0 . Чем выше температура, тем ниже показатель преломления магнезиорибекитов при постоянном P_0 , и чем выше P_0 , тем выше показатель преломления при постоянной температуре, а с падением P_0 происходит смена положения оптических осей, близких

к [001] в направлении $Np \rightarrow Nm \rightarrow Ng$. Существование на каждом из участков одновременно формировавшихся амфиболов, состав и свойства которых меняются в зависимости от Fe'''/Fe'' в железистых кварцитах, несомненно, указывает, что над каждым из пластов железистых кварцитов развивалось собственное P_O , систематически меняющиеся в ходе метаморфизма. Степень и характер этого изменения также зависят от химического состава пород, однако окисление твердых фаз является в конечном счете главным результатом процесса.

Наконец, закономерное изменение свойств и состава щелочных амфиболов по простирацию пород по мере увеличения степени метаморфизма указывает, что на южном участке метаморфизм проходил либо при более высокой температуре, либо при более низком P_O , либо эти условия менялись одновременно.

В железистых породах, которые содержат много щелочей, алюминия, кальция и магния и по своему химизму и геологическому положению занимают промежуточное положение между алюмосиликатными и железисто-кремнистыми породами, почти постоянно, хотя обычно в небольшом количестве, присутствует сине-зеленая роговая обманка. Амфиболо-гранатовые, магнетито-амфиболо-гранатовые полурудные сланцы и кварциты второй ассоциации; безрудные грюнерито-биотитовые и малорудные магнетито-грюнерито-биотитовые кварциты первой ассоциации составляют область распространения этого амфибола. Во всех породах сине-зеленая роговая обманка является посткинематической и замещает неориентированные недоформированные пойкилопорфиобласты грюнерит-куммингтонита (рис. 41, а). Она ассоциируется с ярко-коричневым биотитом и частью замещается им. Оптические свойства ее, приведенные в табл. 4,

Т а б л и ц а 4

Оптические свойства сине-зеленой роговой обманки

Номера образцов	Порода	cNg	$2V$	$Ng - Np$	Плеохроизм
146-62	Роговообманковый кварцит	16	—60	0.019 ($Ng - 1.698$)	} Ng — зеленый и голубовато-зеленый; Np — желтый и зеленовато-желтый
135-12	То же	20	—56	0.018	
109-3	»	18	—55	0.018	
179-62	Слюдистый сланец	14	—58	0.017	
176-65	Биотито-грюнерито-магнетитовый кварцит	13	—70		} Ng — сине-зеленый; Np — желтовато-зеленый; Nm — темно-зеленый
115-59	Биотито-грюнеритовый кварцит	17	—56		
144-16	Магнетито-гранатовый амфиболовый сланец	12	—69		
167-6	Гранато-амфиболовый сланец	16	—67		

являются близкими со свойствами щелочных амфиболов арфведсонит-рибекитовой серии твердых растворов (Ernst, 1962) с преобладанием арфведсонита в составе. Сопоставление с химически анализированными сине-зелеными амфиболами, обладающими аналогичными оптическими свойствами и геологическим распространением (Richarz, 1930; Seitsaari, 1953; Kranck, 1961), подтверждает это заключение.

По мере обогащения безрудных кварцитов железом и уменьшения в них Са, Al и щелочей содержание сине-зеленой роговой обманки быстро уменьшается и она становится спорадической. Обычно в рудных грюнеритсо-

державших кварцитах только небольшая часть иголок грюнерита имеет узкую кайму гомоосевых псевдоморфоз щелочного амфибола, еще реже встречаются самостоятельные призмы его. По мере обогащения пород железом окраска амфибола становится более интенсивной (по N_g — синей, по N_p — желтой), в целом снижается угол угасания и, возможно, возрастает $2V$. Эти изменения свидетельствуют, что состав амфиболов закономерно меняется в сторону рибекита.

Грюнерит и куммингтонит. В отличие от щелочных амфиболов для грюнерит-куммингтонита характерно, во-первых, сильное развитие посткинematической генерации, особенно в безрудных кварцитах, и, во-вторых, относительно позднее начало формирования синкинematической генерации, после расщепления пород с замещением линейно-вытянутого гранобластового кварца кварцевых слоев и ксеноморфного кварца, заполняющего промежутки между поперечно-сростковыми агрегатами магнетита в рудных слоях (рис. 40, δ и 41, δ). Сопоставление этих данных с соответствующими особенностями щелочно-амфиболовых кварцитов показывает, что начало формирования грюнерита относится по крайней мере к началу главной, третьей стадии перекристаллизации, тогда как родуситы в это время уже начали местами подвергаться окислению.

Таблица 5

Оптические свойства грюнерит-куммингтонитов

Номера образцов	Порода	N_g'	N_p'	$N_g - N_p$	cN_g	$2V$
87-8	Биотито-магнетитовый кварцит с грюнеритом (неориентированный)	1.678	1.652	0.026	12	—
85-26	Грюнерито-магнетитовый кварц	1.704	1.68	0.024	12	$-82 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
137-11	То же	1.706	1.686	0.024	15	$-87 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
29-3	Биотито-грюнерито-магнетитовый кварц	1.70	1.68	0.023	8	$-86 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
31-6	То же	1.706	1.688	0.029	14	$-84 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
20-21	»	1.706	1.684	0.026	14	$-82 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
30-14	»	1.712	1.68	0.023	15	$-84 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
146-62	Роговообманковый кварцит	1.702	1.686	0.024	17	$-88 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
29-28	Безрудный грюнерито-биотитовый кварцит	1.718	1.694	0.024	13	$-78 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
29-12	То же	1.710	1.696	0.023	12	$-84 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
210-23	»	1.712	1.696	0.016	—	—
20-10	»	1.714	1.690	0.024	—	—
20-10	»	1.720	1.678	0.039	14	$-68 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
167-6	Гранато-амфиболовый сланец	—	—	0.031	14	$-83 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$
171-6	То же	1.684	1.656	0.029	12	$+85 \begin{pmatrix} + \\ + \end{pmatrix}$

Состав грюнерит-куммингтонитовых амфиболов не остается постоянным (табл. 2, 5) и колеблется от чистого грюнерита до куммингтонита с 50% грюнеритового минала. Эти изменения тесно связаны как с валовым химическим составом грюнеритсодержащих пород, так и с относительным возрастом амфибола. В рудных грюнерито-магнетитовых кварцитах,

содержащих около 30% $Fe_{раств}$, посткинематический грюнерит обычно обогащается магнием значительно меньше, чем такой же амфибол безрудных кварцитов, особенно содержащих гранат. Если в первом случае состав амфиболов колеблется в пределах $Grun_{90-100} - Grun_{70-80}$, то в гранато-амфиболовых сланцах амфибол имеет состав $Grun_{70-90} - Grun_{40-50}$ соответственно.

Были химически проанализированы грюнериты разных стадий развития в безрудных и малорудных кварцитах первой ассоциации (табл. 2). Обр. 140-11 представляет собой синкинематический грюнерит в безрудном кварците южного участка, почти нацело заместивший кварц в кварцевых слоях. В обр. 108-33 грюнерит ориентирован слабее и в небольшом количестве присутствуют посткинематические зерна. Обр. 40-50 представляет собой чистый посткинематический грюнерит. Рис. 40, *д* и 41, *а*, *г* иллюстрируют характер строений грюнерита в этих трех образцах.

Как видно из табл. 2, содержание магния при переходе от синкинематических к посткинематическим условиям кристаллизации систематически возрастает и составы амфиболов отвечают $Grun_{90}$, $Grun_{80}$ и $Grun_{60}$. Вторая особенность сравниваемых амфиболов состоит в том, что при уменьшении содержания железа закономерно возрастает степень его окисления с 1 до 5%. В посткинематическом куммингтоните трехвалентное железо появляется уже в четверной координации. Общая эволюция составов оказывается идентичной с эволюцией родуситов. Кроме того, обогащение посткинематического грюнерита Fe^{IV} и повышение роли Fe^{III} в его составе указывает, что формирование сине-зеленой роговой обманки представляет собой следующую и закономерную стадию общего процесса окисления и прогрессивного обогащения кристаллизующихся твердых фаз магнием.

Б и о т и т. Изучение взаимоотношений зеленого биотита с другими силикатами свидетельствует, что он принадлежит как к наиболее ранним, так и к самым поздним метаморфическим минералам (гл. V). Время начала посткинематической кристаллизации биотита сильно колеблется от места к месту. В одних случаях оно начинается еще при температурных условиях грюнерита, родусита и эгирина, в других — сопровождается разложением и замещением этих минералов. В целом, чем богаче железом железистые кварциты, тем позднее начинает формироваться в них посткинематический биотит. Наиболее позднее образование его, следовательно, свойственно щелочно-амфиболовым кварцитам с окисленным родуситом. Рис. 41, *з* иллюстрирует одновременное образование зеленого биотита с неориентированным грюнерит-куммингтонитом в безрудном кварците, тогда как на рис. 41, *и* порфиробласты биотита накладываются на альбито-карбонатно-кварцевый прожилок и в первоначальном щелочно-амфиболовом кварците почти не осталось родусита.

Петрографическое изучение биотита центрального участка показывает, что синкинематическая генерация его в безрудных и малорудных кварцитах обычно имеет несколько более темную окраску, чем синкинематическая генерация богатых биотитсодержащих кварцитов. Это небольшое изменение окраски с густо-зеленой на ярко-зеленую, изумрудную сопровождается понижением показателя преломления с 1.67 до 1.65. Еще более заметны различия у биотитов посткинематической генерации. В безрудных и бедных кварцитах биотит сохраняет свою темно-зеленую окраску, тогда как в богатых рудах окраска становится светлой буровато-зеленой или зелено-бурой, а иногда зеленовато-коричневой, гороховой. Таким образом, биотиты безрудных кварцитов являются более железистыми, с увеличением в породах содержания железа и степени его окисления в биотитах увеличивается количество Mg и Fe^{III} .

В табл. 6 приведены результаты изучения четырех биотитов из железистых кварцитов центрального участка. Обр. 177-33, 185-14 и 196-20

Состав и свойства биотитов

	196-20	185-14	177-33	89-44	129-37
Si	2.57	2.744	2.79	2.78	2.76
Ti	—	0.034	0.04	0.04	0.02
Al	1.43	1.222	1.17	1.06	1.175
Fe ^{iv}	—	—	—	0.12	0.045
Ti	0.044	—	—	—	—
Al	0.142	0.374	0.43	—	—
Fe ^{iv}	0.38	0.278	0.17	0.28	0.51
Fe ^{iv}	1.87	1.662	1.775	0.75	1.16
Mn	0.044	0.002	0.01	0.01	0.01
Mg	0.52	0.683	0.63	1.96	1.33
Ca	—	—	0.02	—	—
Na	0.05	0.004	0.05	0.03	0.03
K	0.78	0.81	0.77	0.88	0.83
H ₂ O	0.17	0.186	0.16	0.09	0.14
O ₁₀ (O, OH) ₂	(O _{0.178} OH) ₂	(O _{0.232} OH) ₂	(O _{0.46} OH) ₂	(OH) ₂	(O _{0.3} OH) ₂
H ₂ O ₂₃₆	0.5	—	1.3	—	1.8
Mg · 100	18.8	26	24.5	65.3	44.3
Fe ^{iv} + Mg + Fe ^{iv} _{VI}	17	14.3	8.8	27	30.5
Fe ^{iv} · 100	17	14.3	8.8	27	30.5
Fe ^{iv} + Fe ^{iv}	17	14.3	8.8	27	30.5
a, Å	5.46	5.38	5.38	5.37	5.39
b, Å	9.28	9.28	9.28	9.24	9.30
c, Å	10.2	10.3	10.3	10.2	10.32
β	100°30'	99°57'	100°19'	100°41'	100°40'
V, Å ³	508.2	506.5	505.9	497.4	—
d ₀₆₀	1.549	1.546	1.546	1.544	1.55
cNp	9	9	9—11	9	—
Ng ⁺	1.66	1.662	1.658	1.617	—
Плеохроизм	Ng — ярко-зеленый, Np — светло-желтый		Ng — густо-зеленый, Np — светло-желтый	Ng — буро-зеленый, Np — зеленовато-желтый	

(ан. 68—70, табл. 10) представляют собой синкинематический зеленый биотит. Наименьшая степень перекристаллизации свойственна обр. 117-33, в котором очень тонкозернистый биотит обладает густо-зеленой окраской. Здесь, правда, присутствуют отдельные беспорядочно разбросанные крупные пластинки с более светлой травяно-зеленой окраской. Возможно, замеренный *Ng* характеризует именно эти пластинки биотита и поэтому оказывается пониженным, в то время как основная масса биотита аналогична биотиту в обр. 29-28 и 24-14 (табл. 7), где *Ng* равен 1.663—1.67, а *Np* — 1.640. Обр. 89-44 (ан. 67) представляет посткинематический светлый буровато-зеленый биотит в богатом кварците (рис. 41, и).

Сравнивая эти составы, мы видим, что синкинематические биотиты из разных кварцитов, действительно, близки друг к другу по наиболее важным характеристикам, таким, как $\text{Fe}^{\text{iv}}/\text{Fe}^{\text{iv}} + \text{Fe}^{\text{iv}}$, $\text{Mg}/\text{Mg} + \text{Fe}^{\text{iv}}$ и отсутствию $\text{Fe}_{\text{VI}}^{\text{iv}}$. Наименьшая степень окисления железа при этом свойственна наиболее раннему биотиту в обр. 177-33, а обр. 196-20 содержит меньше всего магния. Он, кроме того, заметно обогащен алюминием. Пониженное содержание магния и повышенное алюминия находится в связи с общими химическими особенностями безамфиболовых кварцитов, и, следовательно, эти различия состава синкинематических биотитов, скорее всего, прямо отражают различия химизма пород.

Оптические свойства биотитов

Номера образцов	Порода	сNp	Показатели преломления, плеохроизм	
			Ng	Np
117-17	Биотито-магнетитовый кварцит, южный участок	9	1.627, грязно-зеленый, буроватый	Зеленовато-желтый
85-15	То же	9	1.654, темно-зеленый	Светло-желтый
72-16	Грюнерито-магнетитовый кварцит, центральный участок	8—9	1.654, темно-зеленый	»
24-14	Грюнерито-биотито-магнетитовый кварцит, центральный участок	—	1.663, темно-зеленый	1.64, светлый, зеленовато-желтый
210-23	Безрудный грюнерито-биотитовый кварцит, северный участок	10	1.668, густо-зеленый	1.607, светлый, зеленовато-желтый
29-28	То же	—	1.666, густо-зеленый	светлый, зеленовато-желтый
217-Б.	Биотито-талковый сланец, северный участок	—	1.62, коричневый	1.58, желтый

Посткинематический биотит отличается, во-первых, очень высоким содержанием магния; во-вторых, наивысшей степенью окисления железа, и, в-третьих, наличием Fe^{IV} и отсутствием Al_{VI} . Несомненно, что эти особенности определяют его светлую окраску (обогащение магнием) и буроватый оттенок ее. На этом основании можно обоснованно полагать, что локальное образование еще более позднего коричневого биотита отражает этот же общий процесс эволюции составов, который совершенно идентичен с эволюцией составов амфиболов.

На южном участке месторождения в железистых кварцитах первой ассоциации зеленый биотит по-прежнему является преобладающим. Однако только в грюнеритсодержащих и безамфиболовых кварцитах он повсеместно сохраняет темно-зеленую и изумрудную окраску. В щелочно-амфиболовых кварцитах значительно шире развит зеленовато-бурый, бурый и коричневый биотит, который замещает зеленый или кристаллизуется самостоятельно. Устанавливается тесная ассоциация коричневого и бурого биотита с образованием наложенного оксидорусита, усилением степени фельдшпатизации железистых кварцитов и зонами наложенного рассланцевания пород. Вместе с тем, как и на центральном участке, зеленый биотит в поздне- и посткинематическую стадию приобретает светлую буровато-зеленую окраску даже при отсутствии каких-либо признаков наложенного ожедлачивания пород.

Показатель преломления темно-зеленого биотита, замеренного в обр. 117-17 (табл. 7), оказался значительно ниже, чем для морфологически таких же биотитов центрального участка. Это свидетельствует о более высоком содержании магния и, возможно, алюминия. Химический анализ был сделан для буровато-зеленого биотита в обр. 129-37 (табл. 6, 9). Как видно, по своему составу (отношению $Mg/(Mg+Fe)$) анализируемый биотит занимает промежуточное положение между син- и посткинематическими биотитами центрального участка, но степень окисления железа в нем даже выше, чем в посткинематическом биотите обр. 89-44.

Эти данные определенно указывают, что при сохранении на южном участке общего направления эволюции составов от железистых неокисленных к магнезиальным окисленным биотитам, биотиты южного участка

являются более магнезиальными и, следовательно, повышение степени метаморфизма вызывает такое же общее изменение составов биотитов, какое свойственно щелочным амфиболам.

Таким образом, из рассмотрения данных о последовательности изменения состава силикатов в ходе метаморфизма можно сделать следующие выводы.

1. В направлении от начала к концу минералообразования, т. е. от синкинематических до крайних посткинематических условий, происходит последовательное обогащение щелочных амфиболов, грюнеритов и биотитов магнием и трехвалентным железом. Начиная с определенного времени, появляется Fe^{2+} и исчезает Al_{VI} .

2. Одинаковая направленность эволюции составов силикатов указывает на общую одновременность и параллельность их кристаллизации в рамках одного закономерно направленного процесса метаморфизма, меняющейся интенсивности и получающего различное минералогическое воплощение в породах разного состава. Изучение эволюции составов железистых силикатов подтверждает выводы петрографо-микроструктурного изучения.

3. Данные об эволюции железистых силикатов полностью соответствуют данным об эволюции других минералов. Обогащение силикатов более сильными основаниями аналогично обогащению поздне- и посткинематических карбонатов магнием, а затем кальцием. В поздне- и посткинематических условиях появляются также полевые шпаты, а микроклин сменяется альбитом. Увеличение степени окисления железа в силикатах согласуется с увеличением роли трехвалентного железа в рудных минералах (мартит, гематит).

Таким образом, в регрессивный этап метаморфизма в поровом растворе происходит повышение термодинамического потенциала сильных оснований и щелочей, что приводит к выпадению их из раствора и переходу в твердые фазы.

4. По своему геологическому положению те или иные железистые силикаты обнаруживают строго определенную приуроченность к отдельным типам железистых кварцитов, различающимся прежде всего содержанием железа. Изучение минералов показало еще более тесную связь их состава с общим химическим составом пород. Это значит, что в ходе метаморфизма между поровым раствором и твердыми фазами существовало равновесие и состав порового раствора контролировался валовым химическим составом пород. Следовательно, общее посткинематическое повышение щелочности порового раствора должно быть вызвано главным образом не изменением содержания щелочей и оснований, а изменением их химического потенциала вследствие изменения внешних условий метаморфизма — температуры и давления.

5. Рентгеноструктурные данные по синкинематическим родуситам в согласии с геологическими, структурными и микроструктурными данными указывают на высокую величину общего давления при метаморфизме. Вместе с тем они свидетельствуют, что переход от синкинематических условий к посткинематическим сопровождался падением давления. Тот факт, что син- и позднекинематическим полевым шпатам является микроклин, даже в породах, где $\text{Na} > \text{K}$, а не альбит, и эгирин появляется только в поздне- и посткинематических условиях, также может быть интерпретирован как указание на высокое давление, препятствующее образованию альбита и эгирина (Ernst, 1960, 1963).

6. Прогрессивное изменение степени метаморфизма в пространстве сопровождается в целом такими же изменениями состава минералов, как регрессивное изменение степени метаморфизма во времени. Это явление можно объяснить большим влиянием как условий T и P , так и достигнутой вели-

чиной P_{O_2} . Обогащение слюд магнем, в частности, характеризует обстановку как повышения T , так и P_{O_2} . В целом железистые кварциты южного участка должны были находиться в более высокотемпературных условиях метаморфизма, тогда как P_{O_2} могло быть постоянным или пониженным по сравнению с центральным участком.

7. Близость составов природных щелочных амфиболов, особенно биотитов, к экспериментально изученным позволяет использовать их для определения температуры и давления при метаморфизме. Однако вследствие большого влияния P_{O_2} на стабильность железистых силикатов, столь ярко продемонстрированную экспериментами по их синтезу, необходимо прежде всего определить условия образования отдельных силикатов с точки зрения граничных условий P_{O_2} . Учитывая, что P_{O_2} порового раствора контролировалось и было равновесным с валовым химическим составом пород, оценка величины P_{O_2} может быть сделана на основании рассмотрения петрохимии железистых кварцитов.

ПЕТРОХИМИЯ

При изучении петрохимии железистых кварцитов были использованы анализы пород первой ассоциации гимольской серии, сделанные в ходе изучения геологии Костамукшского месторождения (В. М. Чернов и др., 1962). Для центрального участка были использованы также результаты опробования железистых кварцитов (П. А. Гурвич, С. И. Эвенчик, 1954г) на $Fe_{\text{вал}}$ (групповые пробы), $Fe_{\text{раств}}$, $Fe''_{\text{раств}}$, S (рядовые пробы). Дополнительно, главным образом для южного участка месторождения, было сделано около 30 силикатных анализов железистых кварцитов (табл. 9). Все анализы железистых кварцитов относятся к породам, залегающим к западу и югу от плагиопорфиров и находящимся в разных состояниях метаморфического изменения. Среднее расстояние между проанализированными породами центрального и южного участков составляет около 3 км.

Имеющиеся анализы были объединены в группы в соответствии с минералогическим составом. На центральном участке были выделены щелочно-амфиболовые (в том числе и биотито-родуситовые), биотитовые и грюнеритовые (с биотитом или без него) железистые кварциты. Последние в свою очередь разделены на рудные, включающие грюнерито-магнетитовые и биотито-грюнерито-магнетитовые, и безрудные магнетитсодержащие грюнерито-биотитовые кварциты. Для лучшего прослеживания петрохимических характеристик, приводящих к разному минералогическому составу, среди отобранных для анализа образцов щелочно-амфиболовых кварцитов преобладали наиболее бедные разности, тогда как образцы рудных грюнеритсодержащих кварцитов отбирались с таким расчетом, чтобы они содержали (по визуальной и петрографической оценке) наибольшее количество магнетита. Наконец, для более полного прослеживания направления химической эволюции пород в ходе осадконакопления использованы некоторые анализы графитистых сланцев и подстилающих их биотито-кварцевых сланцев и мелкообломочных конгломератов.

При характеристике железистых кварцитов южного участка важно было найти петрохимические различия между оксиродусит-, родусит- и магнезиорибекитсодержащими разностями. Хотя все эти амфиболы и принадлежат к магнезиорибекитам—родуситам, но они четко различаются по своему геологическому положению, оптическим свойствам и содержанию рибекитового минала в формуле состава. Для целей анализа оксиродуситовые кварциты были разделены на две подгруппы: кварциты, образовавшиеся по родуситовым и магнезиорибекитовым магнетитовым кварцитом, и кварциты по биотитовым магнетитовым кварцитам. В первой подгруппе оксиродусит ассоциируется с эгирином, незамещенным родуситом, и небольшими количествами бурого и коричневого биотита; во второй —

с зеленым биотитом, в той или иной мере перекристаллизованным и являющимся главным силикатом. Каждая из этих подгрупп представлена тремя анализами.

Магнезиорибекитсодержащие кварциты также были разделены на две подгруппы: магнезиорибекито-магнетитовые и магнезиорибекито-биотито-магнетитовые кварциты. В последних биотит, как правило, имеет бурую и зеленовато-бурую окраску.

Кроме того, так же как и на центральном участке, выделяются амфиболовые биотито-магнетитовые и грюнеритсодержащие кварциты. В образцах последних также преобладают наиболее богатые разности (три из четырех).

Сравнительная характеристика железистых кварцитов центрального и южного участков. Для сравнения воспользуемся обобщенными данными по средним химическим составам выделенных минералогических групп железистых кварцитов (табл. 8). При составлении табл. 8, исходя из петрохимической общности, оказалось возможным объединить оксиродусито-биотитовые и биотито-магнетитовые кварциты южного участка в одну группу, а магнезиорибекитовые и магнезиорибекито-биотито-магнетитовые кварциты — в другую.

Характеристика железистых кварцитов центрального участка уже была дана в главе II. Здесь необходимо лишь отметить, что, во-первых, все компоненты обнаруживают четкую связь с закономерным изменением содержания железа в стратиграфическом разрезе, во-вторых, во всех железистых кварцитах К преобладает над Na и в среднем $K/Na \approx 2$ (рис.16); в-третьих, щелочно-амфиболовые кварциты не содержат повышенного количества щелочей или натрия, так что различия средних соста-

Таблица 8

Средние химические составы (атомн.%) железистых кварцитов центрального и южного участков

Параметры состава	Безрудные грюнеритовые кварциты	Малорудные кварциты		Рудные кварциты				
		грюнеритовые	биотитовые	грюнеритовые	биотитовые	магнезиорибекитовые	родуситовые	железистородуситовые
1	2	3	4	5	6	7	8	9

Центральный участок

Fe _{вал}	23.3			48.2	45.6		41.5	
Al ₂ O ₃	4.5			1.0	2.0		0.6	
Fe ₂ O ₃	2.8			24.0	31.0		28.7	
FeO	20.5			24.2	14.6		12.8	
CaO	6.0			1.3	1.5		2.0	
MgO	11.0			3.7	2.7		2.5	
Na ₂ O	1.0			0.1	0.3		0.5	
K ₂ O	2.3			0.1	1.0		0.6	
Fe ₂ O ₃ /FeO	0.14			1.0	2.12		2.24	
Na+K/Al	0.73			≤1	0.65		1.8	

Южный участок

Fe _{вал}		40.9	34.8		38.9	46.1	42.1
Al ₂ O ₃		1.65	3.8		3.8	1.2	1.2
Fe ₂ O ₃		23.0	21.2		25.5	32.0	29.4
FeO		18.0	13.6		13.2	14.0	12.8
CaO		2.0	1.2		1.2	1.35	0.8
MgO		2.75	2.5		3.6	2.35	1.6
Na ₂ O		0.6	0.75		1.0	0.9	1.4
K ₂ O		0.7	2.0		1.35	0.5	0.95
Fe ₂ O ₃ /FeO		1.15	1.56		1.93	2.3	2.3
Na+K/Al		0.79	0.72		0.62	1.1	2.0

вов не прослеживаются при непосредственном сравнении индивидуальных анализов. В некоторых щелочно-амфиболовых кварцитах химическим анализом обнаружены только следы K и Na, так же как и в грюнеритом-магнетитовых кварцитах (табл. 9).

Наоборот, различие средних составов по степени окисления железа (Fe'''/Fe'') прослеживается не только при использовании результатов опробования на $Fe_{вал}$, $Fe_{раст} = Fe_{мет}$, $Fe_{раств}$ (рис. 42), но и при сравнении индивидуальных анализов (рис. 43). Учитывая, что содержание $Fe_{свд}$ составляет во всех рудных кварцитах 2—6%, рис. 42 дает наглядное представление о характере изменения Fe'' и Fe''' . Как видно из графика, $Fe'_{раст}$ в рудных кварцитах одно и то же, и обогащение железом происходит исключительно за счет роста Fe_2O_3 . Если учесть влияние силикатного железа, которое в грюнеритсодержащих кварцитах представлено Fe'' ,

а в щелочно-амфиболовых — более половины его приходится на Fe''' , то магнетитовая линия будет проходить чтез центр поля биотитовых кварцитов. Таким образом, рис. 42 и 43 оказываются идентичными. Это указывает на представительность сделанных силикатных анализов. Содержание серы (рис. 44) также заметно различается для отдельных минералогических разностей и в целом оказывается обратно пропорциональным содержанию Fe_2O_3 и отношению Fe'''/Fe'' .

Грюнеритовые и безамфиболовые кварциты южного участка геологически соответст-

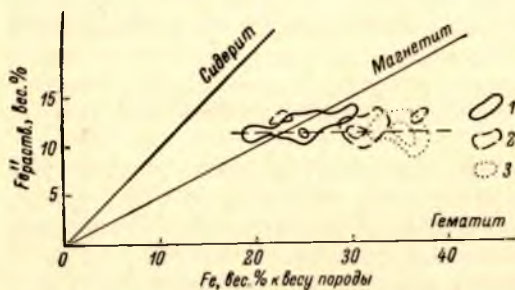


Рис. 42. Взаимосвязь между составом железистых силикатов и степенью окисления $Fe_{раств}$ по данным опробования (П. А. Гурвич, С. И. Эвенчик, 1953 г.).

1 — грюнеритсодержащие кварциты, контуры 5—10%; 2 — безамфиболовые кварциты, контуры 5—13%; 3 — щелочно-амфиболовые кварциты, 5—15% на 0.25% площади.

вуют грюнеритсодержащим кварцитам центрального участка. Магнезиорибекитовые кварциты представляют эквивалент безамфиболовых, а родуситовые и оксиродуситовые — геологически отвечают родуситовым кварцитам центрального участка. Выделение оксиродуситовых кварцитов на южном участке в особую группу обусловлено тем, что образование оксиродусита здесь в отличие от центрального сопряжено с зонами наложенной фельдшпатизации и ощелачивания в первоначально родуситовых кварцитах.

Данные опробования показывают, что содержание железа в каждом пласте остается неизменным и одинаково как на южном, так и на центральном участке. Из табл. 8 также видно, что геологически идентичные породы имеют и одинаковое Fe'''/Fe'' , т. е. одинаковое содержание кислорода. Таким образом, в рамках сравниваемых колебаний степени метаморфизма железо и кислород вели себя вполне инертно. Инертность железа и большие колебания в его содержании при бедности пород алюминием делают использование этого элемента особенно удобным для сравнительной петрохимической оценки минералогически различающихся рудных железистых кварцитов.

В кварцитах южного участка в направлении от грюнеритовых к оксиродуситовым кварцитам происходит плавное увеличение содержания Na_2O , так что в итоге в родуситовых и оксиродуситовых кварцитах $Na_2O > K_2O$, особенно в последних. В этом заключается наиболее важное отличие железистых кварцитов южного участка от соответствующих пород центрального участка.

Химические анализы пород гимольской серии

Номера анали- зов	Номера образцов	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ	Аналитики
Центральный участок															
1	96-10	Родусито-магнетитовый кварцит	46.68	0.15	—	36.02	15.32	Сл.	1.43	0.86	0.30	0.12	0.71	101.59	Г. И. Капустина
2	96-26	Биотито-родусито-магнетитовый кварцит	49.62	0.20	1.44	25.34	13.76	Сл.	3.45	2.95	0.08	0.22	2.51	99.65	
3	96-7	Гематито-магнетитовый кварцит	56.15	0.14	0.57	29.17	10.35	0.02	0.24	2.29	Сл.	Сл.	1.20	100.13	Н. Д. Малькова
4	96-7	Родусито-магнетитовый кварцит	34.86	0.19	—	44.52	16.82	Сл.	1.30	1.49	0.26	0.81	0.75	100.25	
5	80-7	Родусито-магнетито-гематитовый кварцит	42.56	0.07	1.59	38.17	10.92	0.02	2.31	0.22	0.92	2.30	0.54	99.62	А. А. Федосеева
6	108-78	Родусито-магнетитовый кварцит	45.59	0.05	—	36.21	16.24	Сл.	0.82	0.35	—	0.41	0.08	99.75	
7	89-51	Эгирино-родусито-магнетитовый кварцит	33.28	0.03	1.40	43.50	16.30	0.02	1.32	1.22	1.88	0.40	0.61	99.96	Р. С. Мельянцева
8	122-64	Родусито-биотито-магнетитовый кварцит	46.74	0.04	0.11	25.19	13.17	0.09	2.59	1.61	2.66	4.65	3.27	100.12	Н. Д. Малькова
9	96-8	Биотито-магнетитовый кварцит	50.30	0.29	2.07	24.71	11.75	0.08	2.48	3.61	0.04	2.31	2.86	100.50	
10	96-25	То же	55.94	0.19	1.61	25.53	13.49	0.02	1.22	1.21	0.50	0.54	0.47	100.25	А. А. Федосеева
11	34-9	» »	29.58	0.05	0.16	46.98	21.26	Сл.	0.74	—	—	0.45	0.37	99.59	
12	27-1	» »	39.83	0.05	—	39.29	18.18	»	1.18	0.46	0.03	0.29	1.00	100.29	Н. Д. Малькова
13	46-15	Родусито-биотито-гематито-магнетитовый кварцит	40.72	0.01	3.68	38.15	13.38	»	1.37	1.25	—	0.08	1.48	100.12	
14	96-24	Биотито-грюнерито-магнетитовый кварцит	48.25	0.20	—	30.93	17.74	»	1.32	0.94	—	0.14	1.41	100.93	Г. И. Капустина
15	96-36	Биотито-грюнеритовый кварцит	45.07	0.19	4.69	2.84	31.50	0.28	3.49	3.54	0.21	3.04	4.67	99.52	Н. Д. Малькова
16	96-45	Грюнерито-биотито-магнетитовый кварцит	35.76	6.98	6.11	2.87	15.33	0.21	9.31	12.81	1.67	2.26	6.86	100.17	

Таблица 9 (продолжение)

Номера анали- зов	Номера образцов	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ	Аналитики
17	31-4	Грюнерито-биотитовый кварцит	63.80	0.20	—	1.67	24.86	0.10	7.16	0.88	Сл.	Сл.	2.73	98.67	А. А. Федосеева
18	85-18	То же	37.52	0.24	1.67	8.56	24.79	0.28	4.49	8.54	0.19	1.48	12.25	100.01	
19	24-14	Биотито-грюнерит-магне-титовый кварцит	35.41	0.29	2.13	18.34	34.78	0.19	3.45	0.24	—	—	3.87	100.50	
20	210-25	Грюнерито-биотитовый кварцит	65.96	0.19	3.77	2.23	15.93	0.18	2.50	3.98	0.34	1.30	3.37	99.75	
21	210-46	Биотито-грюнеритовый кварцит	45.82	0.44	5.45	3.37	22.81	0.07	15.49	0.71	0.39	2.10	3.17	99.82	
22	85-26	Грюнеритовый кварцит	37.24	0.19	—	34.93	24.40	Сл.	1.63	0.48	—	—	0.88	99.75	Н. Д. Малькова
23	96-37	Графитистый сланец	64.58	0.39	9.73	1.95	9.32	0.15	1.69	2.03	4.23	1.86	Не опр.	95.92	
24		»	62.18	0.44	8.67	5.17	9.56	0.07	1.96	1.27	5.45	1.45	3.82	100.04	
25	33-2	»	61.38	0.43	14.36	1.52	7.00	0.10	2.06	1.53	1.15	6.54	3.53	99.60	
26	136-25	Биотито-серицито-графити-стый кварцит	72.48	0.24	11.53	2.00	3.42	0.02	1.09	2.61	3.30	1.90	1.68	100.27	
27	33-26	Кварц-серицитовый сланец	74.79	0.23	13.34	2.66	1.18	0.01	1.41	1.61	0.91	1.48	2.01	99.63	В. А. Доильницына
28	138-6	Биотито-кварцевый сланец	69.07	0.54	10.95	1.65	7.35	0.06	2.38	2.82	2.06	2.15	1.33	100.36	
29	138-7	Кварц-биотитовый филли-товидный сланец	61.15	0.69	13.19	4.13	8.11	0.07	3.26	2.37	3.17	2.58	1.53	100.25	
30	4-14	Кварц-биотитовый сланец	54.30	0.86	17.49	2.00	11.11	0.22	5.07	1.39	2.25	1.14	3.98	99.81	
31	25-9	Кварц-биотитовый филли-товидный сланец	62.96	0.59	14.16	2.32	7.61	0.07	3.14	1.67	2.89	2.51	1.76	99.68	
32	39-36	Мелкообломочный конгло-мерат	62.97	0.52	14.97	2.01	7.52	0.06	4.20	1.70	1.87	0.99	2.07	98.88	Г. И. Капустина
Ю ж н ы й у ч а с т о к															
33	38-1	Оксиродуситовый магне-титовый кварцит	45.32	0.09	0.76	35.94	14.47	0.04	1.26	0.62	0.76	0.73	0.41	100.40	Т. М. Брагина
34	120-14	То же	44.72	0.10	1.04	37.01	14.26	0.05	0.74	0.74	0.58	0.73	0.23	100.20	
35	145-11	Эгирино-родусито-магнети-товый кварцит	46.51	0.33	2.98	30.74	12.50	0.10	3.46	1.54	0.11	1.18	Не опр.	99.45	
36	128-29	Родусито-магнетитовый кварцит	37.90	0.09	1.01	39.01	17.85	0.04	0.88	1.62	0.33	0.37	1.29	100.29	
37	120-8	То же	34.75	0.11	0.71	45.47	16.81	0.06	0.97	0.12	0.33	0.54	0.46	100.33	

Таблица 9 (продолжение)

Номера анализов	Номера образцов	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ	Аналитики
38	129-19	Эгирино-родусито-магнетитовый кварцит	40.79	0.07	—	38.40	16.16	0.03	1.32	1.60	0.75	0.58	0.16	99.86	Г. И. Капустина
39	129-22	То же	39.04	0.04	—	39.66	17.11	0.03	1.54	1.57	0.60	0.20	0.19	99.98	
40	141-10	Родусито-магнетитовый кварцит	46.34	0.07	—	40.06	11.08	0.01	1.21	0.58	0.55	0.47	0.15	100.52	
41	141-19	Магнезиорибекито-магнетитовый кварцит	42.10	0.19	2.30	33.75	16.83	0.08	1.71	1.34	0.41	0.87	0.47	100.11	
42	164-9	Родусито-магнетитовый кварцит	41.62	0.06	—	41.38	14.52	0.02	1.04	0.58	0.50	0.40	0.03	100.15	
43	78-14	То же	38.08	0.09	3.33	41.11	10.32	Сл.	1.67	1.01	1.20	0.26	0.23	100.30	Т. М. Брагина
44	128-26	Магнезиорибекито-магнетитовый кварцит	38.84	0.08	0.74	39.29	18.40	0.03	0.93	0.20	0.33	0.44	0.54	99.82	
45	129-25	Биотито-магнезиорибекито-магнетитовый кварцит	44.35	0.13	1.87	33.34	15.42	0.05	1.92	0.91	0.43	1.85	0.34	100.63	Г. И. Капустина
46	129-37	Родусито-магнетитовый кварцит	43.65	0.09	1.38	31.97	17.15	0.05	2.57	1.18	0.25	0.93	0.80	100.02	
47	164-4	Биотито-магнезиорибекито-магнетитовый кварцит	47.39	0.12	3.19	33.08	8.35	0.03	3.31	2.08	1.56	1.07	0.18	100.38	
48	60-8	Магнезиорибекито-магнетитовый кварцит	46.06	0.19	8.19	23.91	16.00	0.14	3.07	1.33	0.08	0.30	1.78	101.05	
49	141-3	То же	44.22	Сл.	0.17	34.26	16.42	0.03	1.09	1.73	0.54	0.64	0.59	99.69	Н. Д. Малькова
50	161-18	Биотито-магнетитовый кварцит	52.56	Сл.	1.88	29.15	13.01	0.03	1.19	1.13	0.34	1.07	0.29	100.60	
51	128-34	То же	56.78	0.15	5.53	15.29	14.14	0.17	2.29	0.62	0.12	3.33	1.70	100.12	Т. М. Брагина
52	50-4	» »	45.32	0.12	0.93	31.31	17.96	0.08	1.57	1.06	0.30	0.73	0.95	100.33	
53	120-4	» »	44.57	0.15	2.82	32.31	15.45	0.07	1.49	0.68	0.61	1.54	0.57	100.26	
54	128-20	Биотито-грюнерито-магнетитовый кварцит	51.83	0.13	2.96	25.40	13.38	0.08	1.71	2.76	0.40	0.37	1.48	100.51	
55	65-4	Оксиродусито-биотито-магнетитовый кварцит	40.79	0.25	1.32	37.08	16.90	0.03	1.41	1.21	0.50	0.69	1.55	100.18	Н. Д. Малькова
56	59-24	То же	45.20	0.04	1.66	33.90	16.51	Сл.	1.08	0.45	0.18	0.43	0.28	99.75	А. А. Федосеева
57	50-5	» »	40.09	0.07	0.40	38.40	18.22	Сл.	1.48	0.12	0.46	0.48	0.38	100.10	
58	78-28	» »	36.50	0.07	0.72	39.61	20.03	Сл.	1.31	0.36	0.13	0.72	0.72	100.17	

Т а б л и ц а 9 (продолжение)

Номера анали- зов	Номера образцов	Порода	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	П.п.п.	Σ	Аналитики
59	41-4	Биотито-грюнерито-магне- титовый кварцит	39.60	0.12	3.06	22.29	26.71	0.07	1.95	2.57	0.26	0.73	2.76	100.12	Т. М. Брагина
60	41-3	Грюнерито-биотито-магне- титовый кварцит	43.25	0.13	0.76	32.96	19.23	0.12	1.17	1.04	0.26	0.41	1.08	100.44	
61	128-40	Грюнерито-биотито-магне- титовый кварцит	58.73	0.07	1.04	20.77	15.03	0.10	1.67	1.05	0.21	0.25	0.89	99.89	Г. И. Капустина
62	128-41	То же	46.32	0.07	0.33	26.00	20.28	0.11	1.70	2.51	0.27	0.60	1.91	100.27	

Т а б л и ц а 10

Химический анализ минералов
(аналитик В. А. Доильницына)

Номера анали- зов	Номера образцов	Минерал	SiO ₂	TiO ₂	Al ₂ O ₃	Fe ₂ O ₃	FeO	MnO	MgO	CaO	Na ₂ O	K ₂ O	H ₂ O ⁻	H ₂ O ⁺	П.п.п.	Σ
63	114-9	Порфиробластический окси- родусит	48.88	0.32	1.63	24.20	6.66	—	9.39	0.72	5.45	0.29	0.04	1.12	1.05	99.75
64	92-25	Оксиродусит	52.77	0.18	1.50	16.51	7.23	—	11.37	0.50	—	—	—	—	3.47	93.53
65	114-41	Родусит	52.64	0.19	1.45	17.82	6.00	—	11.20	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	Не опр.	3.23	93.61
66	32-2	»	53.44	0.08	0.90	17.70	8.20	0.03	9.97	0.83	—	—	—	—	2.77	94.00
67	89-44	Биотит	37.08	0.76	11.99	7.07	11.98	0.13	17.62	Не обн.	0.22	9.14	0.16	—	3.71	99.86
68	117-33	»	34.60	0.63	16.80	2.86	26.24	0.14	5.25	0.28	0.30	7.48	0.18	—	5.09	99.85
69	185-14	»	34.36	0.56	16.95	4.61	24.93	0.05	5.75	Сл.	0.27	7.94	0.41	2.73	1.69	100.25
70	196-20	»	31.72	0.66	16.46	6.30	27.59	0.66	4.30	»	0.35	7.48	0.65	Не опр.	4.86	100.43
71	140-11	Грюнерит	48.54	Сл.	1.59	0.39	45.45	0.10	2.85	1.03	Не опр.	Не опр.	0.03	—	—	99.98
72	108-33	»	43.61	Сл.	7.79	1.44	36.24	—	4.51	1.64	—	—	—	—	—	99.27
73	40-50	»	50.00	0.08	1.14	1.97	31.15	—	11.63	0.63	—	—	—	—	—	100.07
74	60-1	Порфиробластический ро- дусит	53.21	0.15	2.15	16.63	5.15	0.04	12.71	2.38	4.99	0.50	0.47	1.76	0.64	100.31
75	129-37	Биотит	34.91	0.38	12.50	9.37	17.50	0.17	11.34	Сл.	0.21	8.28	2.19	4.95	0.78	100.39

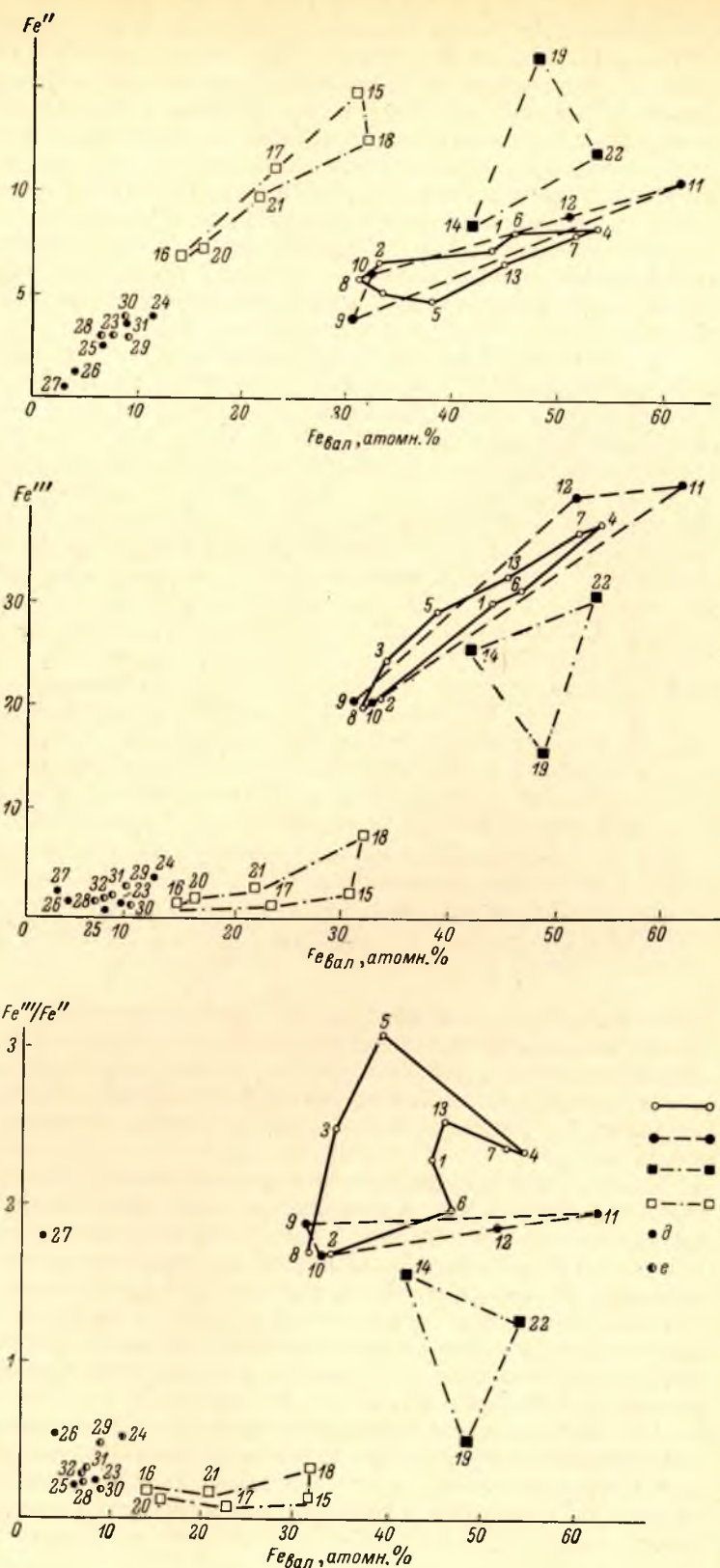


Рис. 43. Распределение железистых кварцитов и кристаллических сланцев центрального участка по содержанию FeO , Fe_2O_3 и степени окисления железа.

а — щелочно-амфиболовые магнетитовые кварциты, в том числе с агрином или биотитом; б — безамфиболовые биотитовые магнетитовые кварциты; в — гронерито-магнетитовые рудные кварциты; г — безрудные гронерито-биотитовые кварциты; д — графитистые сланцы; е — биотито-кварцевые сланцы; номера анализов соответствуют номерам в табл. 9.

Кроме того, во всех породах южного участка в сравнении с породами центрального несколько повышается содержание Al. Наконец, из данных табл. 8 следует, что содержание Mg уменьшилось в грюнеритовых и биотитовых и заметно возросло в магнезиорибекитовых кварцитах южного участка. В родуситовых кварцитах содержание Mg не изменилось. Только при наложенном ощелачивании происходит снижение количества Mg.

Итак, на южном участке усиление степени метаморфизма сопровождается определенными вполне закономерными изменениями химизма пород. Из приведенных данных следует, что метаморфизм сопровождался привнесением щелочей (преимущественно Na), Al и перераспределением Mg. Устанавливается также, что K больше отлагался в породах с малым содержа-

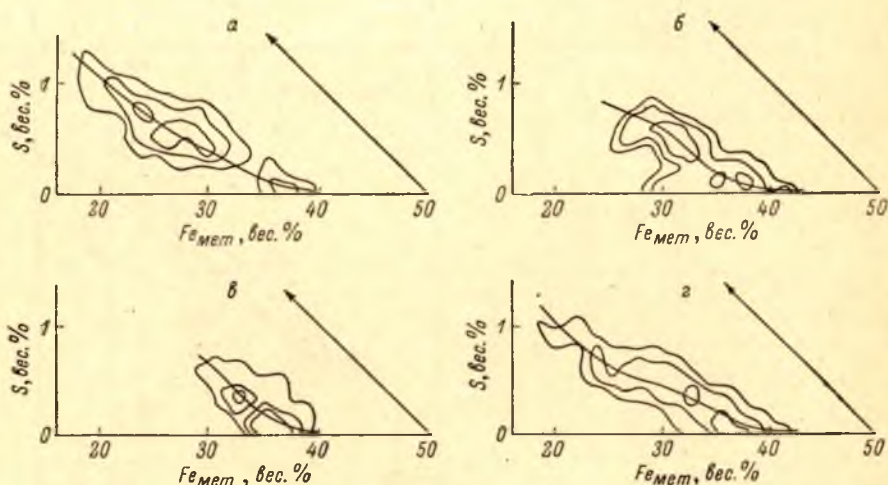


Рис. 44. Распределение серы в железистых кварцитах центрального участка, по данным опробования (П. А. Гурвич, С. И. Эвепчик, 1953 г.).

а — грюнеритсодержащие контуры 1—3—4% на 0.25%, 210 проб; б — безамфиболовые контуры 1—2—5% на 0.25%, 91 проба; в — щелочно-амфиболовые кварциты, контуры 2—5—10% на 0.25%, 80 проб; г — сводная диаграмма, контуры 1—2—5% на 0.25%, 381 проба.

нием O_2 , в породах с высоким Fe'''/Fe'' предпочтительнее отлагался Na. При общем выносе из метаморфизируемых пород Mg концентрировался в железистых кварцитах, где $Fe'''/Fe'' = 2$, т. е. соответствует балансу магнетита, и содержание Al особенно высокое. В результате явления щелочного метасоматоза наиболее ярко сказались лишь в породах определенного состава.

Вместе с тем приведенные данные показывают, что щелочной метасоматоз вызвал небольшие изменения валового химического состава, повысив среднее содержание щелочей с 1 до 2—3% и уменьшив содержание Ca и Mg в целом менее чем на 1%. Основные же характеристики остались неизменными. Такой основной характеристикой железисто-кремнистых пород, валовый химический состав которых близок к тройной системе Fe—Si—O, является содержание железа и степень его окисления. Обе эти характеристики в эквивалентных разностях сохраняются неизменными в разных условиях метаморфизма.

Наложение щелочного метасоматоза на породы с сильно меняющимся содержанием кислорода при небольшом размахе метасоматического изменения привело к тому, что петрохимически щелочной метасоматоз лучше проявился в породах, находящихся в состоянии наибольшего окисления.

Петрохимические особенности и минералогический состав. Рассмотренные данные по средним химическим составам являются недостаточными для выяснения тех особенностей состава пород, которые определяют характер железистых силикатов. В действительности каждая средняя характеристика может быть таким фактором, так как небольшое различие или совпадение с аналогичной характеристикой другой породы может быть следствием недостатка данных. Для того чтобы выявить эти характеристики, очевидно, необходимо непосредственно сравнивать анализы разных минералогических групп пород. Наиболее удобным для такого сравнения является использование диаграмм по методу Александрова (Александров, 1963). Контурные диаграммы (рис. 42, 44) фактически представляют собой диаграммы этого типа с числом индивидуальных анализов, достаточным для статистической обработки.

В ходе изучения были построены диаграммы распределения всех породообразующих окислов и таких петрохимических характеристик, как Na/K , Na+K/Al , Fe'''/Fe'' , для всех групп железистых кварцитов обоих участков и для графитистых и биотито-кварцевых сланцев центрального участка.

На центральном участке поле безрудных кварцитов отчетливо обособляется от рудных кварцитов по большинству характеристик начиная от $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Однако внутри рудных кварцитов поля грюнеритовых, биотитовых и щелочно-амфиболовых разностей полностью или сильно перекрывают друг друга в отношении всех характеристик, за исключением FeO , Fe_2O_3 и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (рис. 43). По распределению FeO и Fe_2O_3 отчетливо обособляются грюнеритсодержащие кварциты, тогда как биотитовые и щелочно-амфиболовые полностью перекрывают друг друга.

Диаграмма $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ характеризуется двумя особенностями. Во-первых, $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ выступает как характеристика, независимая от $\text{Fe}_{\text{вал}}$. Во-вторых, для полей грюнеритовых и щелочно-амфиболовых кварцитов свойственно сильное колебание $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, тогда как разделяющее их поле биотитовых кварцитов узкое и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ колеблется около 2.

Только на этой диаграмме наблюдается отчетливое обособление полей всех рудных кварцитов и, следовательно, главным, если не единственным, фактором, определяющим характер железистых силикатов, является меняющаяся степень окисления железа, унаследованная от первоначального осадка.

На диаграмме $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ (рис. 43) два анализа биотито-щелочно-амфиболовых кварцитов (табл. 9, ан. 2, 8) попадают в поле биотитовых кварцитов. Оба эти анализа имеют пониженное $\text{Fe}_{\text{вал}}$ и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 2$. Анализ 2 представляет собой биотито-родуситовый кварцит. В этом образце буровато-зеленый биотит развился позднее светло-голубого родусита и резко преобладает над ним. Родусит присутствует в очень мелких, почти растворенных зернах и фактически является метастабильным. Таким образом, правильное относить эту породу к биотитовым, несмотря на формальное присутствие щелочного амфибола. Следует отметить еще, что в анализе 2 $\text{Al} \gg \text{Na} + \text{K}$ и, следовательно, порода недосыщена щелочами. Взаимоотношения, устанавливаемые в этом образце, указывают на падение P_{O_2} , что привело к смене амфибола биотитом.

Наоборот, анализ 8 относится к породе с яркоокрашенным синим амфиболом, что свойственно только разностям с высоким $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$. Однако петрографическое изучение показывает и химический анализ подтверждает, что эта порода содержит очень много микроклина, кристаллизовавшегося на поздних стадиях эволюции, скорее всего в позднекинематических условиях. В этом образце недостаточная величина Fe'''/Fe'' компенсирована реально установленным привносом щелочей (7.3% против обычных 0—2%), вследствие чего $\text{Na} + \text{K} \gg \text{Al}$. Таким образом, геоло-

гически, петрографически и петрохимически этот образец оказывается аналогичным оксиродуситовым кварцитам южного участка и образование щелочного амфибола несомненно связано с привносом щелочей в первоначально безамфиболовые кварциты.

Можно, однако, привести и пример обратного влияния. В обр. 13, где присутствуют как реликтовый гематит, так и позднекинематический мартит, темный родусит почти нацело растворен и замещен бурым биотитом, образующим полосы вдоль сланцеватости. Явно позднее образование биотита сопровождалось привносом большого количества алюминия. В то же время содержание щелочей в породе практически равно нулю, хотя несомненно, что алюминий мог мигрировать лишь в щелочных калиево-натриевых растворах.

В заключение характеристики связи состава минералов с особенностями валового состава железистых кварцитов центрального участка необходимо отметить, что изучение вариаций состава грюнеритов указывает на заметную роль Mg. Чем больше в породах Mg, тем ниже верхний предел Fe'''/Fe'' , при котором еще стабилен грюнерит. Что касается биотита, то более железистые составы свойственны породам с низким Fe'''/Fe'' , хотя и с повышенным количеством Mg.

На южном участке, так же как и на центральном, поля составов железистых кварцитов, различающихся составом магнезиально-железистых силикатов, не разделяются по содержанию Fe, Ca, Mg, Al и K. Четкое обособление полей свойственно диаграммам Fe_2O_3 , FeO и Fe'''/Fe'' . Первые две являются почти точным зеркальным отражением друг друга, поэтому на рис. 45 приводится только диаграмма Fe_2O_3 . На диаграмме Fe'''/Fe'' обращает внимание параллельность контуров минералогических полей оси абсцисс, что указывает на независимость Fe'''/Fe'' от содержания Fe. Все эти особенности идентичны с особенностями диаграмм для центрального участка. Грюнерит свойственен составам с $Fe'''/Fe'' < 1.5$. Выше идет поле безамфиболовых кварцитов, где $1.5 < Fe'''/Fe'' < 2$. Только в анализе 51, особенно богатом Al и Mg, $Fe'''/Fe'' < 1.5$. У магнезиорибекитовых кварцитов $Fe'''/Fe'' \approx 2$, но не выше, т. е. они, действительно, являются эквивалентами безамфиболовых кварцитов центрального участка. В то же время обращает внимание тот факт, что зеленый (!) биотит в ассоциации с ярко-синим щелочным амфиболом (ан. 56, 57, 58) присутствует в породах, где $Fe'''/Fe'' = 1.8-2.2$. В родуситовых кварцитах и образовавшихся по ним оксиродуситовых $Fe'''/Fe'' > 2$.

Таким образом, сравнение индивидуальных анализов показывает, что на южном участке степень окисления железа, т. е. содержание кислорода в породах, имело первостепенное значение в определении хода метаморфических реакций и обусловило наиболее существенные различия минералогического состава железистых кварцитов. Поскольку и при сравнении индивидуальных анализов наблюдается сохранение величин содержания $Fe_{\text{вх}}$ и Fe'''/Fe'' в геологически одних и тех же пластах, подтверждается вывод об инертности железа и кислорода, т. е. как и на центральном участке наблюдаемые различия в $Fe_{\text{вх}}$ и Fe'''/Fe'' унаследованы от первоначального осадка.

Интересную картину дает сравнение составов по таким параметрам, как Na, Na/K и Na+K/Al. На диаграмме распределения Na (рис. 46) четко выступает, во-первых, общее повышение содержания его от грюнеритовых к родуситовым разностям и, во-вторых, наблюдается усиление в этом же направлении размаха колебаний в содержании Na. Если в грюнеритовых разностях количество Na практически постоянно (0.5%), то в располагающихся выше биотитовых и магнезиорибекитовых разностях оно колеблется от 0.1 до 1.3%, а в родуситовых разностях размах колебаний составляет от 0.7 до 3 атомн. %. Это свидетельствует как о предпочти-

тельном привносе Na породы с высоким Fe'''/Fe'' , так и его неравномерности. В то же время на диаграмме наблюдается сильное перекрытие полей и, следовательно, привнос Na мог иметь лишь дополнительное значение. Если теперь сопоставить эту диаграмму с диаграммой Fe'''/Fe'' , то видим, что содержание Na не имеет строго однозначной связи

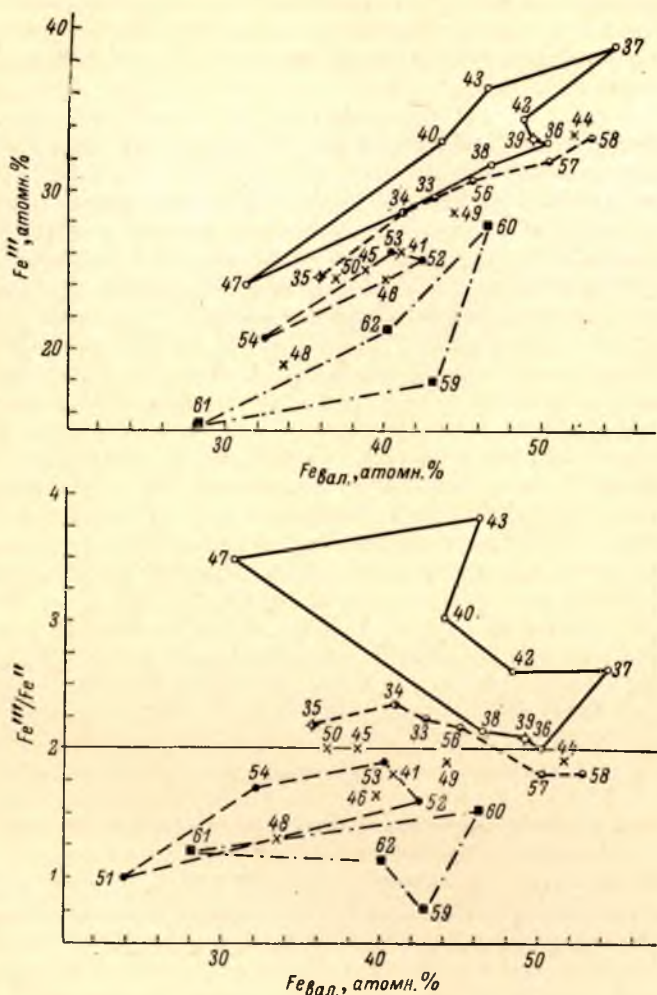


Рис. 45. Распределение железистых кварцитов южного участка по содержанию Fe_2O_3 и степени окисления железа.

Условные обозначения см. на рис. 46.

с Fe'''/Fe'' . Так, например, среди родуситовых кварцитов при близком Fe'''/Fe'' содержания Na могут заметно меняться и наоборот. Анализ 36 показал минимальное содержание Na и самое низкое $Fe'''/Fe'' \geq 2$, но тем не менее представляет родусито-магнетитовый кварцит, хотя Na в нем меньше, чем в безамфиболовых кварцитах (ан. 53, 54). Это свидетельствует о том, что привнос Na не был основным повсеместным фактором образования родусита. Такие примеры можно продолжить и по другим группам железистых кварцитов (кроме грюнеритсодержащих), и они, несомненно свидетельствуют как о заметной независимости вариаций содержания щелочей от Fe'''/Fe'' , так и необходимости осторожной оценки роли Na в образовании щелочных амфиболов и эгирина.

Диаграмма Na/K на рис. 46 повторяет особенности диаграммы Na, но на ней вполне отчетливо обособляются лишь родуситовые кварциты, остальные перекрывают друг друга.

Наконец, на диаграмме Na+K/Al какое-либо разделение полей отсутствовало, и поэтому она не приводится.

Таким образом, на южном участке сохраняется разделение главных минералогических разностей железистых кварцитов по степени окисления железа. Кроме того, дополнительно устанавливается определенная степень

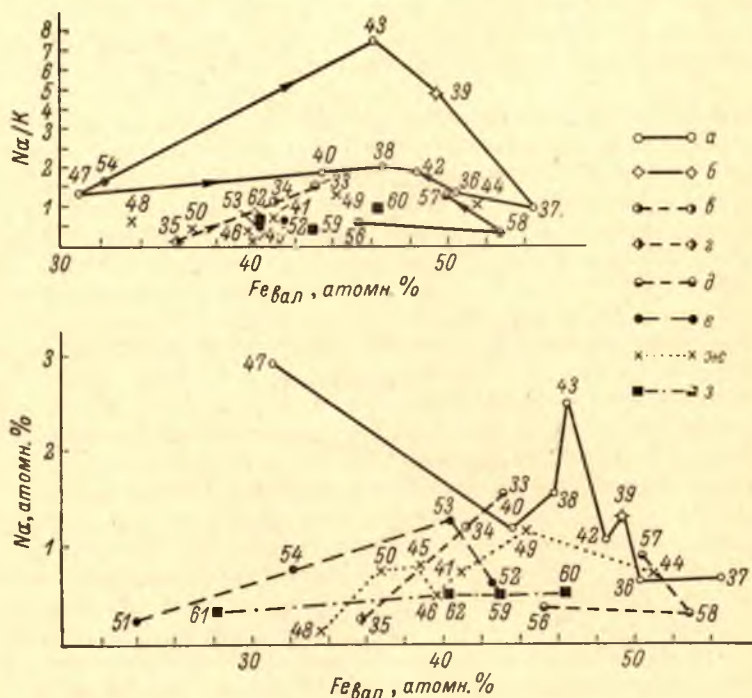


Рис. 46. Распределение железистых кварцитов южного участка по содержанию Na и величине Na/K.

а — родуситовые; б — родуситовые, актинолитсодержащие; в — оксиродуситовые; г — оксиродуситовые, актинолитсодержащие; д — биотито-оксиродуситовые; е — биотитовые безамфиболовые; ж — магнезиорибекитовые и биотито-магнезиорибекитовые; з — гранулитовые магнетитовые кварциты; номера проб соответствуют номерам анализов в табл. 19.

обособления по содержанию Na и величине Na/K. Поскольку последние характеристики были сформированы в ходе метаморфизма, весьма интересно, что предпочтительная концентрация Na оказывается в определенной мере связанной с величиной Fe'''/Fe'' . Существование такой связи при сильном перекрытии полей составов не позволяет сказать, что режим Na оказал решающее влияние на состав минералов. Очевидно, он лишь усиливал устанавливаемое влияние различного содержания кислорода, унаследованного от первоначального осадка.

На южном участке магнезиорибекит, родусит, окисленный родусит и биотит характеризуются весьма сильно меняющейся окраской, углом угасания и, возможно, другими оптическими свойствами. Была предпринята попытка сопоставить вариации этих свойств с петрохимическими особенностями пород. Оказалось, что для биотита и магнезиорибекита изменение окраски однозначно связано с содержанием Mg и Fe (точнее Fe_2O_3) в породе. При каждом данном содержании Fe, чем выше

содержание Mg, тем больше в окраске магнезиорибекита выступают голубые тона. Появление бурых и коричневых тонов в окраске биотита происходит с понижением Mg в породе и чем больше в породе Fe, тем меньше Mg требуется для появления зеленого биотита. Родусит, как и магнезиорибекит, обнаруживает отчетливое усиление голубого цвета окраски с ростом Mg в породе, однако остается неясным, зависит ли содержание Mg, необходимое для некоторого тона окраски, от колебаний $Fe_{вал}$. Интенсивно окрашенные родуситы свойственны кварцитам с высоким содержанием Mg (ан. 43, 39), а самые бледные отмечены в анализах 36 и 37, где содержание Mg минимально.

В то же время интенсивность окраски родуситов оказывается связанной с величиной Na/K в породе. Увеличение Na/K сопровождается усилением окраски. Сопоставляя эти данные и принимая во внимание, что существующая величина Na/K в щелочно-амфиболовых кварцитах практически полностью обязана действию щелочного метасоматоза, можно заключить, что наиболее яркоокрашенные родуситы свойственны тем породам и участкам, где при заметном преобладающем привносе Na не происходило выноса Mg. В магнезиорибекитовых кварцитах, где привнос щелочей петрохимически почти не проявлялся и привнос Na почти не преобладал над K, только заметное обогащение Mg вызвало появление голубоватой окраски амфибола.

Метасоматический окисленный родусит характеризуется наиболее густой окраской и изменения ее интенсивности особенно отчетливые. При сопоставлении с петрохимическими особенностями содержащих его кварцитов установлено, что изменение окраски не связано с колебаниями Fe_2O_3 , $Fe_{вал}$, Fe'''/Fe'' , Mg, а определяется исключительно величиной Na/K и $Na+K/Al$. Наиболее густая окраска оксиродусита наблюдается в анализе 33, где $Na/K=1.6$, а $Na+K/Al=2.6$, далее в последовательности ослабления окраски идут анализы 57, 34, 58, 35. В последнем из них $Na/K=0.15$, а $Na+K/Al=0.5$, т. е. порода даже в размере образца не захвачена щелочным метасоматозом. Петрографически здесь устанавливается существование реликтового родусита (магнезиорибекита?), что также указывает на начальную стадию метасоматоза, не успевшего изменить реликтовые минералы.

Подводя итог рассмотрению связи состава минералов с петрохимией железистых кварцитов, мы приходим к следующим выводам:

1. Характер силикатов контролируется степенью окисления железа, унаследованной от первоначального неметаморфизованного осадка и сохранившей по крайней мере относительные различия в ходе метаморфизма. Степень окисления Fe не зависит от содержания его в рудных кварцитах.

Поле стабильности грюнерит-куммингтонитов определяется всеми составами, в которых $Fe_2O_3/FeO < 2$; среднее значение $Fe_2O_3/FeO=1$. Поле стабильности щелочных амфиболов родусит-магнезиорибекитового состава на центральном участке ограничено породами, где $Fe_2O_3/FeO \geq 2$. На южном участке происходит расширение области стабильности этих минералов. Магнезиорибекит развивается в породах, где $Fe_2O_3/FeO \leq 2$, но больше 1.7. Зеленый биотит на центральном участке стабилен во всех составах, где $0.1 < Fe_2O_3/FeO < 2$. В узкой области составов, где $Fe'''/Fe''=2 \pm 0.1$, располагаются безамфиболовые биотитовые магнетитовые кварциты. На южном участке сохраняется максимальный верхний предел стабильности зеленого биотита.

2. Дополнительным фактором, влияющим на состав железистых силикатов, является содержание Mg.

Верхний предел стабильности грюнерита повышается с $Fe_2O_3/FeO \leq 1$ до $Fe_2O_3/FeO \leq 2$ в породах, состав которых наиболее близок к системе $Fe-Si-O$, т. е. при понижении содержания Mg. Нижний предел появления

родусит-магнезиорибекитов понижается с $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \geq 2$ до $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} \leq 2$ при повышении содержания Mg. Именно этим объясняется появление магнезиорибекита на южном участке в породах, где $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} < 2$. Понижение содержания Mg при данном $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ ведет к осветлению, а затем к исчезновению магнезиорибекитов. Понижение содержания Mg в породах приводит также к осветлению родуситов.

Влияние Mg на зеленый биотит аналогично влиянию на грюнерит: чем меньше в породах Mg, тем выше $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$, при котором сохраняется зеленый биотит. Предельная величина $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO} = 2$ сохраняется лишь в породах, обедненных Mg.

Таким образом, петрохимические данные указывают на существование равновесных отношений между каждым минералом в отдельности и горной породой в целом, т. е. на равновесные отношения твердых фаз.

3. Повышение степени метаморфизма на южном участке сопровождалось щелочным метасоматозом на последних стадиях метаморфизма. Главной чертой метаморфизма является привнос Na и перераспределение Mg. Щелочной метасоматоз не охватил всю массу пород и проявился весьма неравномерно. Даже в наиболее измененных породах в ходе щелочного метасоматоза содержание Fe и степень его окисления сохранились неизменными. В итоге изменения валового состава в целом являются второстепенными. В то же время количество привнесенного Na, а значит и степень влияния щелочного метасоматоза на состав минералов зависят от содержания кислорода в породах и прямо пропорциональны его колебаниям, унаследованным от первоначального осадка.

Прямое влияние щелочного метасоматоза связано с привносом Na, что эквивалентно повышению Fe'''/Fe'' и вызывает понижение уровня степени окисления Fe, необходимого для образования щелочных амфиболов, равно как и понижение верхнего предела стабильности грюнерита. Косвенное влияние щелочного метасоматоза обусловлено перераспределением Mg. Вынос Mg из грюнерит- и биотитсодержащих пород приближает состав к системе Fe—Si—O и способствует сохранению предельного уровня $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в более бедных Fe породах. Привнос Mg способствует расширению области щелочных амфиболов (магнезиорибекитов) в породы с более низким $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$.

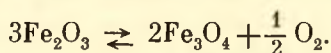
4. Сохранение в разных условиях метаморфизма как $\text{Fe}_{\text{ввх}}$, так и $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{FeO}$ в эквивалентных породах указывает, что количество кислорода все время оставалось одним и тем же. Кислород в ходе метаморфизма оставался инертным элементом, и различное содержание его прямо пропорционально различному содержанию в неметаморфизованном осадке. Инертное поведение свойственно также железу и кварцу.

Тесная взаимосвязь поведения всех главных компонентов (S, Al, Ca, Mg, Na, K) с поведением железа и кислорода на центральном участке (рис. 16, 44) свидетельствует об отсутствии их заметного перераспределения в ходе метаморфизма. Только в единичных случаях, например анализы 8 и 13, устанавливается локальное воздействие растворов, привносящих щелочи и Al. На южном участке главной особенностью последней (посткинематической) стадии метаморфизма является вполне подвижное поведение Na с дифференциальным его привносом в систему железистый кварцит—поровый раствор и заметная подвижность Mg с выносом из одних пластов и привносом в другие.

Таким образом, на центральном участке метаморфизм был существенно изохимическим и система железистый кварцит—поровый раствор была закрытой. На южном участке система железистый кварцит—поровый раствор в конце метаморфизма приобрела открытый характер, главным образом в отношении Na и Mg, но осталась закрытой в отношении Fe и O_2 .

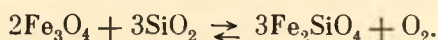
Совокупность изложенных выше данных свидетельствует как о решающем значении кислорода на весь ход метаморфического минералообразования, так и об инертном его поведении в системе железистый кварцит—поровый раствор. Особенно большое значение режим кислорода имел в ходе метаморфизма железистых кварцитов центральной части месторождения. Закрытый характер системы железистый кварцит—поровый раствор говорит о том, что концентрация кислорода в поровом растворе (P_{O_2}) при достигнутых PT -условиях определялась его содержанием в твердых фазах метаморфизованного осадка. Над каждым пластом при данных T и P поддерживалось, следовательно, определенное P_{O_2} , отличное от других пластов.

Постоянное присутствие в щелочно-амфиболовых кварцитах центрального участка реликтового гематита, часто играющего основную роль в формировании наблюдаемого избытка Fe_2O_3 над FeO (например, ан. 5 в табл. 9; рис. 42, 43), и развитие здесь же поздней и посткинematического мартита и гематита свидетельствуют, что P_{O_2} в ходе метаморфизма не опускалось ниже пограничной кривой реакции



Редкость реликтового гематита в биотитсодержащих кварцитах указывает, что в кульминационной стадии метаморфизма P_{O_2} было очень близко к этой пограничной кривой, колеблясь около нее в зависимости от вариации состава. Действительно, степень окисления Fe оказывается очень выдержанной и $Fe_2O_3/FeO \approx 2$, что соответствует пограничной кривой реакции магнетит \rightleftharpoons гематит. Отсюда следует, что безамфиболовые кварциты, которые образуют мощные пласты (рис. 2), в физико-химическом отношении отвечают узкой границе между разными окислительно-восстановительными условиями метаморфизма

В грюнеритсодержащих кварцитах P_{O_2} было более низким, так как $Fe_2O_3/FeO < 2$. Поскольку наиболее богатые разности имеют среднее $Fe_2O_3/FeO = 1$, в условиях наблюдаемого среднего состава верхняя граница стабильности грюнерита примерно соответствует пограничной кривой реакции

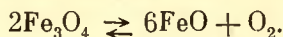


В то же время в тех породах, наблюдаемый состав которых близок $Fe-Si-O$, грюнерит образуется и при $Fe'''/Fe'' > 1$. В частности, в анализе 14 нет Al , содержание Mg минимально, а $Fe'''/Fe'' = 1.6$, тогда как в анализе 19, где $Fe'''/Fe'' < 1$, содержание Ca , Mg (значит, и CO_2) и Al наиболее высокое.

Можно предположить, следовательно, что условия температуры и давления допускали образование грюнерита вплоть до верхней кривой стабильности магнетита, тогда как незначительные примеси сильно ограничивали область стабильности сверху. Отсюда также следует, что в рамках идеальной системы $Fe-Si-O$ верхний предел P_{O_2} , при котором стабилен грюнерит, соответствует пограничной кривой реакции $Mgt \rightleftharpoons Hem$, т. е. совпадает с верхним пределом стабильности зеленого биотита. Следовательно, разделение полей грюнерита и биотита по Fe'''/Fe'' является отражением разного влияния примесей, особенно Mg , на их стабильность.

Нижняя граница появления грюнерита и зеленого биотита совпадает с нижней границей безрудных грюнерито-биотитовых кварцитов и с по-

явлением магнетита в метаморфизованных железистых осадках. Она, следовательно, соответствует P_{O_2} , пограничной кривой реакции



Таким образом, области стабильности природных железистых силикатов ограничены строгими пределами изменения P_{O_2} , определяемыми реакциями окислов железа. В рамках системы $Fe-Si-O$ родусит-магнезиорибекиты стабильны в условиях P_{O_2} магнетит-гематитового буфера, а зеленый биотит и грюнерит стабильны в условиях общего поля стабильности магнетита.

Парагенезис зеленого биотита с грюнеритом в составах, располагающихся в поле стабильности магнетита, дополнительно указывает (Eugster and Wones, 1962; Wones and Eugster, 1965), что внутри этой области должно существовать более тонкое регулирование P_{O_2} , так как один из минералов с переменным $Mg/Mg+Fe''$ и $Fe'''/Fe''+Fe'''$ выступает как дополнительный буфер по отношению к другому. Ранее было показано, что образование биотитов за счет разложения первоначальных силикатов (хлоритов) началось несколько раньше, чем образование грюнерит-куммингтонитов. С другой стороны, биотиты обладают значительно большей способностью к вариациям не только Mg/Fe , но и Fe'''/Fe'' . Таким образом, представляется вполне вероятным, что биотит выступает как дополнительный буфер относительно грюнерита. В этой связи необходимо отметить, что кривые буферных реакций разложения биотита с образованием грюнерита или кривые окислительно-восстановительных реакций биотита не параллельны кривым основных буферных реакций между окислами железа.

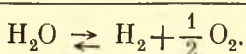
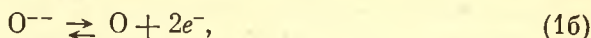
Сопоставление с результатами синтеза железистых силикатов показывает, что установленные пределы величин P_{O_2} для зеленого биотита соответствуют экспериментальным данным по стабильности слюд серии флогопит—аннит. Область стабильности грюнерит-куммингтонитов в координатах $P_{O_2}-T$ экспериментально не установлена, однако можно полагать, что выше магнетит-гематитовой кривой безмарганцевые грюнерит-куммингтониты могут быть только метастабильны.

Полная аналогия наблюдается с экспериментальными данными (Ernst, 1960, 1962) в отношении смены состава щелочного амфибола в зависимости от изменения P_{O_2} . Магнетит-гематитовая кривая является верхним пределом стабильности как рибекита, так и магнезиорибекита, а следовательно, и их твердых растворов (родуситов). Для амфиболов ряда рибекит—арфведсонит падение P_{O_2} при данных T и P сдвигает состав от рибекита к арфведсониту (магнетит-вюститовый буфер). Это аналогично изменению оптических свойств сине-зеленой роговой обманки, а значит и состава ее, по мере падения Fe'''/Fe'' и приближения валового состава к нижней границе поля стабильности магнетита.

Устанавливаемые колебания величины P_{O_2} могут вызвать изменения как pH, так и Eh среды минералообразования. Так, например, реакция $Mgt \rightleftharpoons Hem$ пойдет вправо как при повышении pH при постоянном Eh, так и при повышении Eh при постоянном pH.

Характер влияния P_{O_2} на pH и Eh рассматривался Д.С. Коржинским (Коржинский, 1963). На основе уравнений термической диссоциации воды было показано, что из трех переменных (P_{O_2} , pH, Eh) независимыми являются только две, и высказано предположение, что медленное и длительное протекание реакций эндогенного минералообразования способствует постоянству $[ae^-]$ и, следовательно, Eh.

Действительно, система уравнений термической диссоциации воды может быть записана в виде



Откуда следует, что при протекании реакции до конца, т. е. при достижении равновесия между $[\text{H}_2\text{O}] = a_{\text{H}_2\text{O}} = P_{\text{H}_2\text{O}}$, $a_{\text{H}_2} = P_{\text{H}_2}$, $a_{\text{O}_2} = P_{\text{O}_2}$, должно выполняться $\frac{P_{\text{H}_2} (P_{\text{O}_2})^{1/2}}{P_{\text{H}_2\text{O}}} = K$, $\Delta F_e = 0$, $a_e = \text{const}$. Длительное и медлен-

ное протекание процесса в сущности характеризует равновесный процесс, для которого, очевидно, выполняется $\Delta F_e \rightarrow 0$, $a_e \rightarrow \text{const}$. В этих условиях наличие равновесия (16) означает, что повышение P_{O_2} ведет к повышению $[\text{O}^{--}]$, что эквивалентно повышению рН, так как $\text{pH} = -\lg [\text{H}^+] = -\lg [\text{OH}^-] - K^1 = \frac{1}{2} \lg [\text{O}^{--}] - K^2$ (Коржинский, 1963).

Особенно благоприятным для поддержания постоянства Eh является протекание реакций в буферных условиях, ибо роль буфера состоит именно в поддержании постоянной окислительно-восстановительной обстановки.

Если теперь обратиться к условиям метаморфизма в центральной части месторождения, то можно вполне обосновано предполагать, что в ходе метаморфизма Eh поддерживалось над каждым пластом на одном и том же уровне. Переход кислорода в газовую фазу при повышении температуры, способствуя поддержанию Eh на постоянном уровне, в то же время вызывал вследствие реакции (16) увеличение $[\text{O}^{--}]$, т. е. рН. Ввиду инертного поведения кислорода каждый пласт характеризуется разной парциальной щелочностью, определяемой $[\text{O}^{--}]$.

В отличие от кислорода водород принадлежит к наиболее легко диффундируемым элементам (Wones and Eugster, 1965) и его концентрации быстро выравниваются в разных пластах. С учетом постоянства Eh над каждым пластом (при различии над разными пластами) в меняющихся условиях T и P можно сказать, что выравнивание P_{H_2} над разными пластами означает выравнивание $[a_{\text{H}^+}]$. Таким образом, в кислородных буферных системах при отсутствии различий в содержании сильных оснований (CaO, MgO), щелочей (Na, K) и кислот (P, S), что имеет место для рудных железистых кварцитов данного района, именно различия в парциальной щелочности, определяемой $[\text{O}^{--}]$, обуславливают различия общей щелочности—кислотности отдельных пластов. Можно полагать, следовательно, что каждый пласт в меняющихся условиях T и P сохраняет первоначальную собственную величину Eh, тогда как $[a_{\text{H}^+}]$ для всех пластов одна и та же, хотя и меняется с изменением T и P , но в равной мере для всех пластов. Наконец, над каждым пластом устанавливается собственное P_{O_2} (аналогично Eh), которое меняется с изменением T и P (аналогично рН).

Приводимые ниже результаты определения рН суспензии железистых кварцитов центрального участка сильно перекрывают друг друга.

Хотя рН суспензии современной породы не равно рН среды в условиях метаморфизма, тем не менее отсутствие четкого разделения составов по величине рН свидетельствует в пользу предположения о подвижности водорода и выравнивания его парциального давления в разных пластах.

Безрудный грюнерито-биотитовый кварцит, обр. 29-15	7.90
Магнетито-биотито-грюнеритовый кварцит, обр. 31-2	7.70
Грюнерито-магнетито-биотитовый-кварцит, обр. 36-5	7.75
Грюнерито-биотито-магнетитовый кварцит, обр. 36-9	7.80
Биотито-грюнерито-магнетитовый кварцит, обр. 43-22	7.80
Биотито-магнетитовый кварцит, обр. 44-5	7.65
» » обр. 44-6	7.85
Родусито-магнетитовый кварцит, обр. 44-8	7.41
» » обр. 44-13	7.65
Биотито-магнетитовый кварцит, обр. 72-3	7.70
Магнетито-биотито-грюнеритовый кварцит, обр. 72-7	8.10
Биотито-серицитто-графитистый кварцит, обр. 72-9	7.85
Биотито-магнетито-грюнеритовый кварцит, обр. 100-4	7.70
Биотито-грюнерито-магнетитовый кварцит, обр. 100-5	8.05
Грюнерито-магнетитовый кварцит, обр. 100-9	7.70
Биотито-магнетитовый кварцит, обр. 112-4	7.90
» » обр. 112-7	7.75
» » обр. 112-11	8.00
Родусито-биотито-магнетитовый кварцит, обр. 112-12	7.25
» » обр. 112-17	7.65
Эгирино-родусито-гематито-магнетитовый кварцит, обр. 112-22	7.65
Биотито-магнетитовый кварцит, обр. 112-24	8.05
» » обр. 112-31	7.24
Карбонато-биотито-магнетитовый кварцит, обр. 142-4	7.70
Безрудный грюнерито-биотитовый кварцит, обр. 142-11	7.85
Среднее	7.75

Нельзя не отметить, что если справедливы изложенные выше соображения о роли кислорода, поведении водорода и окислительно-восстановительного потенциала, то из уравнений диссоциации воды следует, что P_{H_2O} (или a_{H_2O}) оказывается обратно пропорциональным P_{O_2} и однозначно с ним связанным. Таким образом, в серии пластов с меняющимся содержанием кислорода, но одинаковым содержанием воды метаморфизм приводит к более быстрой дегидратации пород с высоким P_{O_2} по сравнению с породами с низким P_{O_2} . Режим кислорода, следовательно, накладывает определенные ограничения на подвижность воды (при выполнении других условий в отношении H_2 и Eh).

ТЕМПЕРАТУРА И ДАВЛЕНИЕ ПРИ МЕТАМОРФИЗМЕ

Для определения температурных условий метаморфизма на центральной участке могут быть использованы результаты изучения составов зеленых биотитов, представляющих твердые растворы серии флогопит—аннит (Eugster and Wones, 1962; Уонс, 1963; Югстер и Уонс, 1963).

Аннит стабилен в области P_{O_2} между магнетит-гематитовым и кремнезем-железо-фаялитовым буферами. При магнетит-гематитовом буфере верхний предел стабильности равен 480° ($P=2000$ бар), а максимальная температура приходится на буфер вюстит—магнетит и равна 830° (Югстер, 1963). Флогопит (Yoder jr, Eugster, 1954) стабилен в широком диапазоне P_{O_2} , в том числе и в поле гематита, и максимальная температура составляет 1080° ($P=2000$ бар).

Избыток кварца резко суживает температурные пределы стабильности как аннита, так и флогопита, особенно сильно влияние кварца на стабильность флогопита. Для ассоциации аннит—кварц максимальная температура составляет 660° ($P=2000$ бар), причем она приходится на буфер фаялит—кремнезем—магнетит, а не на вюстит—магнетит. При других буферах стабильность ассоциации аннит+кварц составляет: для магнетит-вюститового буфера 590° , а для магнетит-гематитового 490° . Таким образом, избыток кварца не влияет на температурные пределы стабильности аннита в условиях магнетит-гематитового буфера. Что касается флогопита,

то избыток кварца понижает верхний температурный предел по крайней мере на 300° (Югстер, 1963), т. е. до 780° при 2000 бар. Так как для составов, промежуточных между аннитом и флогопитом, максимальная температура стабильности возрастает практически линейно с увеличением содержания Mg (Югстер и Уонс, 1963), можно полагать, что влияние избытка кварца на температурный предел стабильности промежуточных членов линейно зависит от содержания Mg в биотите.

Анализированные синкинематические биотиты содержат 20—30% флогопитового минала, и все они кристаллизовались в условиях, примерно отвечающих магнетит-виоститовому буферу. Поскольку с увеличением железистости слюды область стабильности сокращается, для определения температуры наибольшее значение имеют максимально железистые биотиты. Как было уже отмечено, наиболее темноокрашенные, густо-зеленые биотиты, содержащие меньше всего Mg и Fe^{+++} , предпочтительнее развиты в бедных и безрудных кварцитах. Это соответствует экспериментальным данным о температурной устойчивости аннитов в условиях низких P_{O_2} . Но это значит, что температура метаморфизма, определяемая для этих условий, может оказаться сильно завышенной против истинной. Напротив, редкость темно-зеленых и густо-зеленых биотитов в рудных кварцитах, метаморфизованных в условиях магнетит-гематитового буфера, указывает, что температура при метаморфизме была близка к предельной.

Для составов $Ann_{80}-Phl_{20}$ получаем при 2000 бар максимальную температуру 510° (Уонс, Югстер, 1963). Однако в эту цифру должны быть введены поправки на давление, если оно не равно 2000 бар, и на избыток кварца в железистых кварцитах. Поправка на давление должна быть положительной (Югстер, 1963), и поскольку влияние давления по мере роста постоянно падает, можно ограничиться величиной давления до 5000 бар, полагая при этом, что изменение температуры при изменении давления от 4500 до 5000 бар такое же, как и при изменении от 2000 до 2500 бар, т. е. равно 30° на каждую тысячу бар. В целом температура должна быть повышена на 90° .

Учтем влияние флогопитовой молекулы, на которую влияет избыток кварца. Для рассматриваемых буферных условий имеем: аннит — 0° , флогопит — (-300°). При линейной зависимости между величиной понижения температуры и составом получаем для слюды $Ann_{80}-Phl_{20}$ поправку -60° . Следовательно, температура составит 540° . Учитывая приближенный и, вероятно все же, завышенный характер поправки на давление, последнюю величину можно считать максимальной температурой. Таким образом, температура образования биотитов колеблется в пределах $510-540^{\circ}$, в среднем 525° .

Попытаемся теперь оценить величину давления при метаморфизме. При синтезе глаукофана и магнезиорибекита при давлениях до 2000 бар (Ernst, 1957, 1960) были получены амфиболы, по своим свойствам аналогичные природным с тем лишь исключением, что объемы элементарной ячейки у них оказались заметно завышенными. Синтез глаукофана при высоких давлениях (Эрнст, 1963) позволил установить существование двух полиморфных модификаций его, не отличимых по составу и оптическим свойствам, но различающихся объемом ячейки. Размеры ячейки глаукофана II, стабильного при высоких давлениях, хорошо совпадают с природными глаукофанами. Повышение давления с 1000 бар до 20 кбар при 800° уменьшило объем ячейки на 20 \AA^3 .

Модификации высоких давлений, кроме того, были обнаружены у всех амфиболов, содержащих Al_{VI} , причем ΔV оказалось примерно пропорциональным мольной доле $Al/Fe^{+++}+Al$ (Ernst, 1963). Было установлено, что переход модификаций $I \rightarrow II$ довольно плавный и ограничен зоной шириной около 3 кбар. В то же время эксперименты не выявили изменения

объема ячейки у магнезиорибекитов и рибекитов — безалюминиевых щелочных амфиболов. Таким образом, отмеченная ранее Эрнстом (Ernst, 1960, 1962) повышенная величина объема ячейки этих синтетических амфиболов по сравнению с природными осталась необъясненной.

По своему составу (величине Mg/Fe'') изученные синкинематические амфиболы центрального участка близки к исследованному Эрнстом экспериментальному составу $Na_2O (Mg_{2.25}Fe_{0.75})O_3(Al_{1.5}Fe_{0.5})_2O_3 \cdot 8SiO_2 + H_2O$.¹ Из этого состава щелочной амфибол с $V=884 \text{ \AA}^3$ был синтезирован при $T=508^\circ$ и $P=30\ 900$ бар. Посткинематический щелочной амфибол центрального участка при $V=903.3 \text{ \AA}^3$ является промежуточным между этим составом и составом $Na_2O (Mg_{1.5}Fe_{1.5})_3O_3(Al_{1.0}Fe_{1.0})_2O_3 \cdot 8SiO_2 + H_2O$.¹ Из первого состава Эрнстом был получен амфибол с $V=900 \text{ \AA}^3$ при $T=543^\circ$ и $P=2010$ бар; из второго — с $V=905 \text{ \AA}^3$ при $T=503^\circ$ и $P=3000$ бар.

Из этих данных следует, что посткинематические амфиболы действительно могли кристаллизаться при тех же температурах, что и синкинематические, но их образование происходило при сравнительно низких давлениях (2—3 тыс. бар). Об этом же свидетельствует ассоциация посткинематических амфиболов с эгирином и альбитом. В синкинематических условиях давление, очевидно, было выше.

В заключение отметим одно интересное соотношение. Как следует из вышеприведенных данных, при формировании позднекинематической ассоциации щелочной амфибол—эгирин—магнетит—гематит—кварц—(альбит) температура в среднем составляла $\left(\frac{503^\circ + 543^\circ}{2}\right) = 523^\circ$ при дав-

лении в 2000—3000 бар. Эти условия оказываются очень близкими как с предполагаемой средней температурой метаморфизма по биотиту, так и с экспериментальным невариантным равновесием рибекит—магнетит—гематит—кварц—пар при гематит-магнетитовом буфере, для которого $T=514^\circ$ при $P=2000$ бар (Ernst, 1962).

Итак, на центральном участке переход от синкинематических условий кристаллизации к посткинематическим происходил в условиях быстрого спада давления (до 2—3 кбар) при сохранении температуры, несколько превышающей 500° .

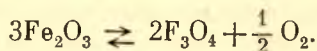
Определение температурных условий метаморфизма на южном участке ввиду отсутствия достаточных данных затруднено и может быть оценено лишь по косвенным признакам. Увеличение магнезиальности щелочных амфиболов и биотитов в железистых кварцитах, увеличение содержания анортита в плагиоклазе вплоть до 40%, сопровождающееся появлением в слюдистых сланцах зеленой роговой обманки, несомненно указывают на повышение температуры метаморфизма. Можно предполагать, что оно не превышает 100° , т. е. температура метаморфизма на южном участке была близкой к 600° .

ВЛИЯНИЕ СКОРОСТИ ИЗМЕНЕНИЯ ТЕМПЕРАТУРЫ И ДАВЛЕНИЯ В МИНЕРАЛООБРАЗОВАНИИ

Переход кислорода в газовую фазу при повышении T и P в буферных условиях ограничен составом твердых фаз, поэтому при наличии равновесия при определенных T и P над каждым пластом будет собственное значение P_{O_2} . Достижение равновесия при каждом изменении T и P определяется в свою очередь соотношением скорости изменения T и P со ско-

¹ Часть Al может входить и в четверную координацию, так как состав амфибола определялся микрометрическим методом.

ростью реакций выделения кислорода. Если изменение T и P происходит медленнее или с такой же скоростью, как и при реакции восстановления твердых фаз, то равновесие будет достигаться в каждый момент изменения. Пусть некоторая кривая в координатах P_{O_2} — T (или P_{O_2} — $P_{\text{общ.}}$) (рис. 47) представляет моновариантную кривую, например, реакции



Тогда при данных условиях P_{O_2} в поровом растворе будет меняться вдоль нее (отрезок AB на рис. 47, а). Напротив, при изменении T и P со скоростью большей, чем скорость реакций, P_{O_2} начнет отставать и в каждый момент окажется ниже равновесного уровня (отрезок BB' на рис. 47, а). Такое отставание P_{O_2} может привести к тому, что над ассоциацией магнетит—гематит P_{O_2} не будет фактически отвечать магнетит-гематитовому буферу и вместо щелочных амфиболов родусит-магнезиорибекитового ряда начнут кристаллизоваться зеленые биотиты или даже грюнериты. Стабилизация T и P выведет P_{O_2} на равновесную кривую (отрезок $B\Gamma$ на рис. 47, а), что приведет к замещению биотита и грюнерита щелочными амфиболами. Таким образом, при стабилизации T и P минералогические изменения твердых фаз оказываются идентичными с изменениями, которые обычно интерпретируются как щелочно-метасоматические, хотя в действительности метаморфизм протекает в изохимических условиях.

Поскольку реакции восстановления—окисления начинаются после того, как условия T и P изменились, можно ожидать, что для прогрессивной стадии метаморфизма должно быть свойственно некоторое отставание P_{O_2} . В той мере, в какой P_{O_2} влияет на рН системы, на прогрессивной стадии метаморфизма будет иметь место обстановка пониженной щелочности среды минералообразования. Изменение P_{O_2} пойдет в целом не точно по траектории AB (рис. 47, а), а ниже ее.

В регрессивную стадию метаморфизма отставание реакций окисления и перехода кислорода в твердые фазы, дополнительно усиленное сдвигом вправо равновесия $CO_2 \rightleftharpoons CO + \frac{1}{2} O_2$ вследствие падения давления, приведет к появлению избыточного кислорода в газовой фазе. Хотя P_{O_2} будет снижаться, но в целом траектория изменения будет проходить выше равновесной кривой, например по кривой ΓDA на рис. 47, а. Твердые фазы будут находиться в обстановке повышенной щелочности, особенно в сравнении с условиями прогрессивной стадии. Резкое изменение T и P способно вызвать особенно большое пересыщение порового раствора кислородом и тем самым заметно повысить его щелочность. Особенно большое значение приобретает характер изменения давления, так как быстрое падение температуры ограничено малой теплопроводностью и, кроме того, ведет к закалке пород, тогда как давление (тектонические напряжения) может падать быстро.

В буферных условиях степень относительного пересыщения кислородом и степень повышения щелочности должны быть прямо пропорциональны достигнутой величине P_{O_2} и, следовательно, проявиться сильнее в поро-

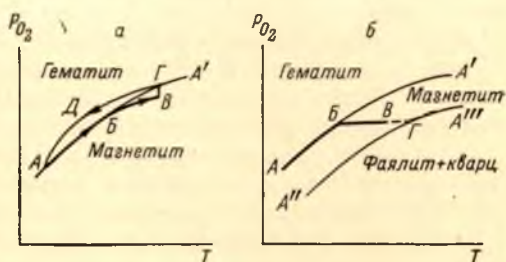


Рис. 47. Характер изменения P_{O_2} в ходе метаморфизма.

а — прогрессивная и регрессивная стадии метаморфизма протекают в буферных условиях; б — в ходе прогрессивной стадии наступает разбуферирование.

дах, над которыми P_{O_2} было наиболее высоким. Так, в пластах с грюнерит-биотит-магнетитовой ассоциацией, где P_{O_2} было значительно ниже P_{O_2} магнетит-гематитового буфера, траектория изменений P_{O_2} пойдет по-прежнему внутри поля стабильности магнетита. Повышение P_{O_2} не приведет к образованию гематита. Минералы регрессивной стадии будут испытывать лишь второстепенные изменения, состоящие главным образом в обогащении Mg. Напротив, относительное повышение P_{O_2} над ассоциацией биотит—магнетит может вывести P_{O_2} на магнетит-гематитовую кривую и тогда появятся гематит и щелочной амфибол. В итоге возникает широко распространенное видимое усиление щелочного метасоматоза в пластах более богатых кислородом железистых кварцитов. Все эти явления с точки зрения характера минералогических изменений оказываются как бы свидетельствующими о привносе кислорода, его подвижном поведении, причем и привнос, и подвижность сильно колеблются от слоя к слою в прямой зависимости от содержания кислорода в исходном осадке.

При регрессивном повышении P_{O_2} наряду с повышением pH в общем случае повышается и Eh порового раствора. Регрессивные ассоциации поэтому будут не только более щелочными, но и более окисленными, чем ассоциации прогрессивной стадии в той же самой породе.

Однако в пластах железистых кварцитов, где первоначальные колебания состояния окисления весьма велики, регрессивное повышение Eh будет иметь второстепенное значение в формировании общего уровня Eh порового раствора в ходе регрессивной стадии. Состояние окисления регрессивных ассоциаций будет поэтому преимущественно отражать первоначальные колебания Eh, так что в пластах с первоначально восстановительными условиями и в ходе регрессивной стадии будут формироваться более восстановленные щелочные минералы, чем в пластах с высоким состоянием окисления. Если регрессивное повышение P_{O_2} приводит к появлению щелочных амфиболов, то в породах с низким состоянием окисления (низким Eh) будут формироваться близкие к арфведсониту составы, которые по мере роста состояния окисления будут сменяться рибекитами и затем родуситами.

Хотя в процессе изучения измерение Eh не проводилось, определения pH и установленные граничные условия P_{O_2} образования магнезиально-железистых силикатов дают возможность качественно уточнить геохимическую обстановку формирования (в координатах Eh—pH) щелочных амфиболов разного состава.

Как видно из рис. 48, в координатах pH—Eh обнаруживается четкое закономерное распределение составов, которое невозможно было установить непосредственно по величинам pH. Верхний предел pH в щелочно-амфиболовых кварцитах равен 7.65 при высоких Eh, тогда как в грюнеритсодержащих кварцитах нижний предел pH равен 7.70 при низких Eh. Иными словами, если принимать во внимание только определения pH, то грюнеритсодержащие кварциты оказываются более щелочными, чем щелочно-амфиболовые.

Безамфиболовые кварциты, составы которых ложатся на монвариантную кривую равновесия $Mgt-Nem$, характеризуются наиболее широким спектром колебаний Eh и pH, и в целом составы железистых кварцитов образуют единую полосу, ограниченную на рисунке пунктирными линиями.

Несмотря на весьма приближенный характер рис. 48, можно считать что достаточные и необходимые условия для образования родуситов создаются лишь при высоких P_{O_2} и Eh порового раствора во время метаморфизма. При инертности кислорода это значит, что условия для появления родуситов закладываются еще в процессе осадконакопления. Роль щелоч-

ного метасоматоза и метасоматического метаморфизма должна быть поэтому критически пересмотрена.

Выше было сделано предположение о подвижности поведения водорода и выравнивании его активности в переслаивающихся пластах. Однако данные рис. 48 могут быть в принципе интерпретированы как указание либо на наличие градиента H_2 , либо на дифференциальную подвижность воды и наличие градиента $[OH^-]$. Обе эти интерпретации альтернативны, но вторая представляется более вероятной.

Как отмечалось, при подвижном поведении водорода и инертном поведении кислорода в буферных условиях создаются предпосылки для обратной зависимости P_{H_2O} от P_{O_2} . Породы с низким P_{O_2} и Eh будут дольше сохранять воду, которая таким образом ведет себя менее подвижно, чем в пластах с высоким Eh. При сопоставлении химических анализов (табл. 9) оказывается, что содержание воды падает по мере роста степени окисления железа и содержания кислорода. Таким образом, предполагаемые отношения действительно выполняются и, следовательно, это означает, что в пластах с низким P_{O_2} и Eh существовала более высокая концентрация $[OH^-]$ в поровом растворе. Кроме того, свойственное грюнеритсодержащим кварцитам более высокое содержание двухвалентных катионов также способствует повышению $[OH^-]$.

Можно поэтому считать, что изображенные на рис. 48 изменения pH, скорее всего, отражают абсолютное падение $[OH^-]$ с ростом Eh. Вместе с тем, очевидно, происходит и снижение относительной роли $[OH^-]$ за счет возрастания роли $[O^{2-}]$ в формировании общей щелочности порового раствора.

Таким образом, возможная роль изменений T и P приобретает реальное значение для тех систем, где какие-либо инертные компоненты, в частности кислород, заметно влияли на общую щелочность—кислотность и особенно для кислородных буферных систем, где создаются предпосылки для появления градиентов P_{H_2O} и ограниченной подвижности воды. Так же как при падении T и P , относительное (относительно данных буферных условий) повышение P_{O_2} вызывает повышение щелочности порового раствора против равновесного уровня, P_{H_2O} и, следовательно, $[OH^-]$ оказываются относительно повышенными, особенно во внутренне-буферованных системах с низким состоянием окисления.

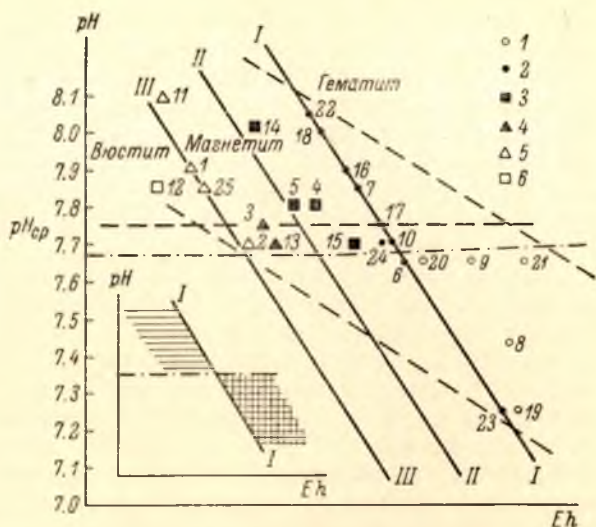


Рис. 48. Схематическая диаграмма pH—Eh распределения составов железистых кварцитов центрального участка.

1 — щелочно-амфиболовые кварциты; 2 — безамфиболовые кварциты; 3 — грюнеритсодержащие магнетитовые кварциты; 4 — малорудные кварциты с грюнеритом и биотитом, в которых магнетита меньше, чем грюнерита или биотита; 5 — безрудные и убогие кварциты, где магнетита меньше, чем силикатов; 6 — слюисто-графитистый кварцит; I—I, II—II, III—III — линии моновариантного равновесия буферных реакций: магнетит-гематитовой, кварц-фаялит-магнетитовой и вюстит-магнетитовой соответственно (проведены произвольно); штрих-пунктир — граница полей стабильности родусита и грюнерита; пунктир — общий контур составов железистых кварцитов; на вставке внизу схематически изображены области стабильности грюнерита и родусита.

Относительное повышение P_{O_2} вызывает, однако, не только окисление твердых фаз. В соответствии с принципами щелочно-кислотного взаимодействия компонентов в растворе (Коржинский, 1956, 1957) будет повышаться активность оснований и щелочей, что приводит к их переходу в твердые фазы. Напротив, активность кислотных радикалов будет снижаться, и они будут удерживаться в растворе и переходить в него из твердых фаз.

Минералогические изменения, сопровождающие этот процесс, будут качественно идентичны с изменениями под действием щелочного метасоматоза, но они оказываются происходящими в закрытой системе твердые фазы—поровый раствор вследствие повышения активности растворенных оснований и щелочей без сопровождающего привноса их со стороны. Можно предположить также, что растворение и удерживание в растворе кислотных радикалов создает предпосылки для последующего более или менее концентрированного их выпадания. Очевидно, что должна существовать определенная связь между интенсивностью этих двух минералогических противоположных процессов.

Общий характер вариаций как состава пород, так и состава минералов железистых кварцитов центрального участка свидетельствует об изохимическом характере метаморфизма, и с учетом этого обстоятельства минералогические изменения, свойственные посткинематической стадии, можно объяснить именно влиянием изменений T и P . Тот факт, что в родуситовых кварцитах нигде не обнаруживается грюнерит и весьма редко встречается раннекинематический зеленый биотит, замещаемый синкинематическим родуситом, указывает на достаточно медленное повышение T и P . Предполагаемая, исходя из возможного влияния падения T и P , тесная связь интенсивности «щелочного метасоматоза» с достигнутой величиной P_{O_2} , а значит и с содержанием кислорода в первоначальной осадке, также соответствует устанавливаемой зависимости между временем начала и интенсивностью поздне- и посткинематического окисления, с одной стороны, и содержанием кислорода в первоначальной осадке, с другой.

На южном участке, где состав минералов также находится в тесной связи с величиной P_{O_2} , изменение T и P должно было оказывать аналогичное влияние на различие щелочности—кислотности порового раствора в син- и посткинематических условиях. Однако в отличие от центрального участка в родуситовых кварцитах, где $Fe'''/Fe'' > 2$, отсутствует реликтовый гематит, поэтому нельзя говорить о сохранении условий магнетит-гематитового буфера в течение всего времени метаморфизма.

РАЗБУФЕРОВАНИЕ

Время, в течение которого система горная порода—поровый раствор является буферной и P_{O_2} остается равновесным с P_{TX} -условиями, так же как и верхний предел величин T и P , до которых сохраняется буферное состояние, зависят от общих ресурсов кислорода в неметаморфизованном осадке, связанного с ионами переменной валентности.

При повышении температуры и давления выше этого критического уровня дальнейшее повышение P_{O_2} становится ограниченным и может совсем прекратиться. Если раньше P_{O_2} над твердыми фазами менялось так, что общая траектория изменения P_{O_2} была параллельной кривым буферных реакций (рис. 48, а), то теперь P_{O_2} в своем изменении следует вдоль новой траектории, пересекающей буферные кривые (рис. 48, б).

Это пересечение буферных кривых при повышении T и P всегда направлено таким образом, что действительная траектория изменений P_{O_2} как бы опускается на все более низкий относительный уровень, хотя по абсолютным величинам P_{O_2} может возрастать, либо оставаться

постоянным. Абсолютное понижение P_{O_2} может происходить в том случае, когда наряду с T и P действуют другие факторы, приводящие к выносу порового раствора из пород, например наличие разветвленной системы открытых трещин при заметном градиенте давлений в разных частях метаморфизуемой толщи. Другой возможной причиной диффузии кислорода и удаления его из некоторого пласта является внедрение еще в буферных условиях гидротермального раствора пониженной щелочности. Таким образом, в изохимических условиях термин «понижение P_{O_2} » означает исключительно понижение уровня P_{O_2} относительно определенных буферных условий, наступающее вследствие истощения ресурсов кислорода при повышении T и P .

Можно полагать, что исчезновение реликтового гематита на южном участке произошло вследствие повышения температуры и вызванного им перехода кислорода в поровый раствор. Обстановка высокого давления в синкинематических условиях благоприятствовала этому, так как при температурах выше 500°C заметный наклон буферных кривых к оси температур сохраняется лишь при высоких давлениях (Eugster and Woepes, 1962). После исчезновения гематита P_{O_2} не могло при дальнейшем повышении температуры повышаться вдоль кривой магнетит-гематитового буфера и, если не происходило иных реакций восстановления твердых фаз, по своей величине должно было оставаться постоянным, но по отношению к рассматриваемому буферу P_{O_2} оказывалось прогрессивно падающим. Как следствие, в системе будет происходить снижение Eh либо pH, поскольку мог иметь место сдвиг вправо в реакции $[O^-] \rightleftharpoons \frac{1}{2} O_2 + 2 e^-$. Этот

процесс изменений характера среды минералообразования вследствие истощения ресурсов кислорода можно назвать разбуферированием, и повышение температуры выступает как одна из его причин.

Совершенно очевидно, что чем выше было первоначально равновесное P_{O_2} , тем труднее его удержать на этом уровне, т. е. разбуферирование прежде всего начнется там, где P_{O_2} было наиболее высоким. Действие дополнительных факторов только усиливает эту дифференцированность. Действительно, внедрение раствора пониженной щелочности в породы с высоким P_{O_2} понизит P_{O_2} и вызовет дополнительный переход кислорода в газовую фазу из твердых фаз, т. е. ускорит истощение ресурсов кислорода. Тот же раствор, внедряясь в породы с более низким P_{O_2} , будет по отношению к ним более щелочным и понизит P_{O_2} меньше.

Внедрение в железистые кварциты еще в синкинематических условиях многочисленных гранитных жил также могло ускорить наступление разбуферирования, особенно в породах с высоким P_{O_2} . В частности, воздействие гранитоидов ведет к истощению ресурсов кислорода, если их щелочность ниже, чем щелочность прорываемых пород.

Тот повсеместно устанавливаемый факт, что жилы альбит-олигоклазовых биотитовых гранитов в железистых кварцитах меняют свой состав на микроклино-альбитовый и становятся аплитовидными, указывает, что щелочность гранитов была более низкой, чем железистых кварцитов и в результате взаимодействия повысилась, способствуя разбуферированию.

Таким образом, повышение температуры наряду с внедрением синкинематических гранитоидов были основными причинами разбуферирования, которое, очевидно, было тем сильнее, чем выше было P_{O_2} , достигнутое в буферных условиях. Так как при разбуферировании нарушается равновесие порового раствора с твердыми фазами вследствие отставания изменений в твердых фазах, возвращение к нарушенному равновесию может идти лишь за счет обмена веществом с окружением. Создается особенно благо-

приятная обстановка для взаимодействия пород с просачивающимися гидротермальными растворами, что более подробно будет рассмотрено ниже. Здесь же следует отметить, что если для буферных условий щелочность посткинематических гидротермальных растворов могла быть ниже, чем щелочность пород, то по мере развития разбуферирования соотношения могут стать обратными.

Зоны наложенного ошелачивания развивались на южном участке после формирования основной части посткинематических минералов, когда должен был происходить процесс регрессивного возвращения к буферным условиям. Поскольку они не были достигнуты, это свидетельствует о далеко зашедшем разбуферировании. Так как разбуферирование начинается раньше и заходит дальше в породах с высоким P_{O_2} , естественно ожидать, что взаимодействие с посткинематическими растворами здесь проявится сильнее и щелочной метасоматоз будет интенсивнее. Таким образом, можно предположить, что устанавливаемая связь интенсивности щелочного метасоматоза как со степенью изменения первоначального состава, так и с величиной Fe'''/Fe'' , унаследованной от первоначального осадка, обусловлена предшествующим разбуферированием системы железистый кварцит—поровый раствор, особенно сильным в тех пластах, где P_{O_2} первоначально соответствовало магнетит-гематитовому буферу.

ВЗАИМОДЕЙСТВИЕ С ГИДРОТЕРМАЛЬНЫМИ РАСТВОРАМИ

Переходя к обсуждению вопроса о взаимодействии системы железистый кварцит—поровый раствор с гидротермальным раствором независимого происхождения, необходимо прежде всего попытаться определить круг тех геохимических и физико-химических условий, в которых такое взаимодействие происходит чаще всего.

Поставим прежде всего такой вопрос: если при взаимодействии пород с просачивающимися растворами происходит повышение или понижение щелочности, то существует ли естественный предел такого изменения? Этот вопрос фактически вызывает необходимость оценки граничных условий, в которых могут колебаться составы как метаморфизируемых пород, так и метаморфизирующих агентов.

Железо является наиболее широко распространенным гетеровалентным элементом в земной коре и стабильность его соединений зависит как от изменения рН, так и Eh среды. Поэтому реакции между окислами железа определяют круг возможных природных рН—Eh обстановок кристаллизации магм и метаморфизма горных пород.

Нижний предел условий Eh—рН в реакциях окисления—восстановления железа определяется моновариантным равновесием вюстит—железо, которое практически отвечает и нижней границе Eh—рН условий для всех ассоциаций, обнаруживаемых в земной коре. Наиболее высокому уровню Eh—рН условий для соединений железа отвечает реакция окисления магнетита до гематита. Хотя хорошо известны другие реакции окисления—восстановления, моновариантное равновесие в которых устанавливается при более высоких уровнях рН—Eh, эти реакции являются достаточно редкими. К ним, например, относятся реакции окисления меди и восстановления высших окислов марганца. Эти реакции имеют значение для оценки рН—Eh условий в рудных растворах, но практически не играют роли при изучении пороодообразования, за исключением только марганцево-железистых членов метаморфизованных железорудных формаций.

Поэтому, как правило, магнетит-гематитовая ассоциация развивает наиболее высокий уровень Eh—рН. Предельный характер ее усиливается

высокой стабильностью магнетита, так что в изобарно-изотермических условиях необходимо длительное воздействие растворов с более высокой щелочностью для его полного исчезновения. Однако такая щелочность гидротермальных растворов метаморфического и матасоматического происхождения также является редкой. По-видимому, только остаточные гидротермальные растворы магм агпаитовых нефелиновых сиенитов могут иметь щелочность выше магнетит-гематитовой кривой, тогда как гидротермальные растворы, связанные с гранитоидами нормального ряда, имеют значительно более низкие $pH-Eh$ характеристики, не выходящие за пределы поля стабильности магнетита и в среднем отвечающие условиям кварц-фаялит-магнетитового буфера.

Однако предельная обстановка $Eh-pH$ может быть достигнута при разных соотношениях этих параметров. Так как буферная роль кислорода сводится к поддержанию Eh на одном и том же уровне, то наибольшее P_{O_2} соответствует прежде всего наибольшему Eh , а изменения pH являются сопутствующими. Предельные условия в таких породах, как железистые кварциты, достигаются поэтому при высоких Eh и низких pH , и в целом для железистых кварцитов оказываются свойственны более широкие пределы изменения Eh , чем pH (рис. 48).

Напротив, та или иная щелочность гидротермальных растворов обусловлена колебаниями $[OH^-]$, и активность гидроксил-аниона выступает, допуская как и для кислородного порового раствора высокую подвижность и постоянство $[H^+]$, как независимая переменная. Тогда изменения Eh будут сопутствующими и второстепенными. Гидротермальный раствор предельной щелочности, вероятнее всего, будет характеризоваться высоким pH и низким Eh , и общий спектр колебаний их составов должен вытягиваться вдоль оси pH .

Справедливость такого предположения подкрепляется тем, что магматические и гидротермальные породы характеризуются широким спектром коэффициента агпаитности при значительно меньших колебаниях состояния окисления, а высокощелочные породы имеют наиболее высокую агпаитность ($Na+K/Al > 2$), но только изредка избыток кислорода, и поэтому в парагенезисах щелочных пород в целом наиболее широко распространены рибекит и арфведсонит, а родусит наиболее редок, т. е. наблюдается обратная картина по сравнению с железистыми кварцитами. Отсюда следует, что при взаимодействии железистых кварцитов с гидротермальными магматогенными растворами наиболее частой будет такая обстановка, когда Eh породы выше Eh раствора при различных взаимоотношениях pH .

Представим себе теперь, что буферная система железистый кварцит—поровый раствор, $pH-Eh$ которой отвечает магнетит-гематитовому буферу, оказалась под воздействием гидротермального раствора, несущего щелочи и ряд оснований. Пусть щелочность раствора (pH_p) выше щелочности породы (pH_n), а Eh_p ниже Eh_n , но в целом ($pH-Eh$)_p ниже предельного уровня. При вхождении в буферную систему щелочность гидротермального раствора понизится с отложением щелочей и наиболее сильных оснований и переходом в раствор кислотных радикалов. Это вызовет повышение pH_n , но оно может идти лишь вдоль кривой магнетит-гематитового равновесия, т. е. должно сопровождаться снижением Eh_n . В твердых фазах, очевидно, произойдет возрастание роли щелочных полевых шпатов, снижение роли кварца и гематита и смещение магнезиально-железистых силикатов в сторону более железистых и восстановленных составов. Одновременно увеличится содержание магнезиально-железистых силикатов. Вполне возможно, что при этом действительный вынос кислорода из системы железистый кварцит—поровый раствор в гидротермальный раствор будет меньше, чем восстановление твердых фаз, так как при привносе щелочей и повышении $[OH^-]$ реакция $2 [O^{--}] \rightleftharpoons O_2 + 4e^-$ сдвигается вправо.

В гидротермальный раствор в этом случае должны преимущественно переходить электроны, повышая его окислительно-восстановительный потенциал и восстанавливая протоны.

В поровом же растворе увеличивается P_{O_2} , а недостаток $[O^{--}]$ компенсируется восстановлением твердых фаз. Таким образом, в первом приближении содержание кислорода в системе железистый кварцит—поровый раствор может остаться неизменным, но происходит интенсивный вынос электронов.

Общий характер минералогических изменений, происходящих в системе, сходен с разбуферированием, так как сопровождается восстановлением твердых фаз, однако буферные условия не нарушаются, и весь процесс можно назвать ложным разбуферированием.

При достаточно длительном взаимодействии достигается условие $pH_p = pH_n$, но Eh_n может оставаться по-прежнему более высоким, чем Eh . В этой ситуации будет продолжаться вынос электронов и, видимо, усилится вынос кислорода. Это может привести к исчерпанию ресурсов кислорода в твердых фазах и невозможности поддерживать дальше буферные условия, т. е. к настоящему разбуферированию. Таким образом, полный процесс взаимодействия буферной системы с гидротермальным раствором более высокой щелочности распадается на две стадии.

В том случае, когда сохраняются указанные выше взаимоотношения pH и Eh системы с гидротермальным раствором, но условия pH — Eh системы не являются предельными, ход взаимодействия несколько изменится. Поскольку щелочность системы может быть повышена, в начале взаимодействия начнет возрастать в pH_n при почти постоянном Eh_n . В идеальном случае в координатах pH — Eh траектория изменений оказывается параллельной оси pH вплоть до достижения предельных условий pH — Eh . В дальнейшем взаимодействие пойдет по тому же пути, что и в предыдущем случае. Таким образом, взаимодействие является более сложным и может быть разделено на три стадии: 1) повышение pH_n до выхода на кривую предельных условий pH — Eh при постоянном Eh_n ; 2) повышение pH_n при сопряженном падении Eh_n и сохранении предельных условий pH — Eh ; 3) понижение Eh_n при постоянном pH_n . Этот ход взаимодействия является наиболее полным, но при разнообразных конкретных соотношениях $(pH-Eh)_n$ с $(pH-Eh)_p$ продолжительность и значение каждой стадии будет сильно меняться вплоть до полного исчезновения. Очевидно, что наиболее полное взаимодействие следует ожидать при неопределенных $(pH-Eh)_n$ условиях, причем последние могут быть как унаследованными первичноосадочными, так и результатом разбуферирования.

Первая и третья стадии этого процесса обращают особое внимание. Если разбуферирование происходит под влиянием повышения температуры и давления, то количество кислорода и электронов в системе остается прежним. Принимая во внимание, что, начиная с некоторой температуры, f_{O_2} почти не меняется (Eugster and Wones, 1962), можно предположить, что повышение температуры в конце концов приводит к такому состоянию, когда повышение P_{O_2} будет компенсироваться снижением коэффициента фугитивности кислорода. Иначе говоря, при повышении температуры будет происходить сдвиг вправо в реакции $2 [O^{--}] \rightleftharpoons O_2 + 4e^-$, тогда как давление сдвигает реакцию влево. Это значит в свою очередь, что в координатах pH — Eh изохимическое разбуферирование в системе железистый кварцит—поровый раствор будет характеризоваться падением pH_n и в первом приближении постоянством Eh_n .

При сравнении разбуферирования и взаимодействия системы железистый кварцит—поровый раствор с гидротермальным раствором видно, что первая стадия взаимодействия прямо противоположна изохимическому

разбуферированию; третья стадия взаимодействия, если она присутствует, также по своему характеру означает разбуферирование, но уже другого типа. Следовательно можно заключить, что процессы разбуферирования в кислородных системах являются многообразными и могут приближаться к одному из двух крайних типов; разбуферированию с падением pH_p при постоянстве Eh_n , которое условно может быть названо изохимическим, и разбуферированию с падением Eh_n при постоянстве pH_n , которое также условно можно назвать метасоматическим.

Другая возможная обстановка взаимодействия, на которой следует остановиться, определяется более высоким уровнем pH и Eh в системе железистый кварцит—поровый раствор, чем в гидротермальном растворе. При взаимодействии щелочность гидротермального раствора должна повыситься, что происходит, во-первых, путем сбрасывания растворенных кислотных радикалов и слабых оснований (Si , Al , Fe''') и, во-вторых, миграцией щелочей, сильных оснований и кислорода в гидротермальный раствор. Горная порода будет, напротив, понижать свою щелочность и восстанавливаться. Ввиду того что восстановление магнетита протекает медленнее, чем вынос щелочных компонентов, в изменении состава горной породы также, по-видимому, можно наметить две стадии: с преимущественным падением pH и с преимущественным падением Eh . Следовательно, в данной обстановке взаимодействие с гидротермальным раствором объединяет оба типа разбуферирования. Поскольку среди железистых кварцитов явно преобладают разности, буферные условия в которых поддерживаются на уровне кварц-фаялит-магнетитового буфера и выше, можно ожидать, что различия в pH между горной породой и гидротермами нормальных гранитоидов будут невелики и pH_n может быть лишь немного выше pH_p , тогда как различия в Eh будут значительны. Поэтому можно предположить, что при взаимодействии главное значение будет иметь вторая стадия, стадия выноса кислорода и восстановления твердых фаз. По этой причине этот тип разбуферирования и был назван метасоматическим.

Таким образом, рассмотрение разных вариантов взаимодействия системы железистый кварцит—поровый раствор с гидротермальными растворами приводит к выводу, что этот процесс обычно сопровождается разбуферированием. Оно наступает либо в конце длительного ряда преобразований ($pH_p > pH_n$, $Eh_p < Eh_n$, $pH_n - Eh_n$ ниже магнетит-гематитового буфера), либо само взаимодействие состоит в разбуферировании ($pH_p < pH_n$, $Eh_p < Eh_n$, $pH_n - Eh_n$ выше буфера вюстит—железо). Наиболее частой обстановкой при взаимодействии является условие $Eh_n > Eh_p$, и поэтому, если взаимодействие проходит даже с сохранением системой железистый кварцит—поровый раствор предельного верхнего буферного уровня, твердые фазы будут восстанавливаться при одновременном привносе щелочей и сильных оснований. Прослеживание эволюции химизма минералов и валовых составов железистых кварцитов позволяет отличить изохимические и аллохимические ассоциации, а также установить качественные взаимоотношения pH и Eh растворов и пород.

Так, в частности, минералогические и химические изменения, происходящие в зонах наложенного ощелачивания на южном участке, свидетельствуют о том, что метасоматические изменения под влиянием гидротермальных растворов происходили в условиях, когда $pH_p > pH_n$ и по крайней мере по отношению к железистым кварцитам с $Fe'''/Fe'' \geq 2$, $Eh_n > Eh_p$. Причем такие породы, как безамфиболовые кварциты с $Fe'''/Fe'' = 1.7$, подвергаясь локальному ощелачиванию, достигали уровня pH , достаточного для образования железистых родуситов.

Напротив, характер изменений железистых кварцитов в контакте с плагиопорфирами свидетельствует о прохождении реакций в условиях $(pH - Eh)_n > (pH - Eh)_p$, а отмеченное ранее своеобразное проявление

щелочного метасоматоза в одном из образцов железистых кварцитов центрального участка (табл. 9, ан. 13) хорошо согласуется с воздействием на железистый кварцит раствора более низкой щелочности.

СОСТАВ—ПАРАГЕНЕЗИС

В ходе изучения взаимоотношения состав—парагенезис были проанализированы на ряде тройных диаграмм и в тетраэдрах $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2\text{—MgO}$ и $\text{FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—MgO—(Na+K)}_2\text{O}$. Особенный интерес представляют результаты анализа в первой из четверных систем, которая дает наиболее хорошее приближение к реальному валовому составу и наиболее полно объясняет установленные в ходе изучения эмпирические факты и взаимоотношения. Основные объемы парагенетических ассоциаций показаны на рис. 49, отдельные части которого представляют собой схематизированное и в той или иной мере искаженное изображение точного построения. Некоторые искажения истинного изображения обусловлены как малым размером рисунка, так и стремлением более наглядно показать взаимоотношения отдельных объемов.

Корреляция валового состава с парагенетическими ассоциациями позволяет разделить тетраэдр $\text{MgO—FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ на две части по плоскости Mgt—MgO—SiO_2 . Дополнительные тетраэдры MgO—FeO—Mgt—SiO_2 и $\text{MgO—Mgt—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ характеризуют составы без избытка или с избытком Fe_2O_3 , т. е. бедные и богатые кислородом соответственно. В первом из них, на рис. 49, а, нанесены следующие составы фаз: аннит (Ann), окисно-закисно-железистый биотит (fBi) и флогопит (Phl), образующие треугольник составов биотитов, сторона которого Ann—Phl лежит на плоскости MgO—FeO—SiO_2 , а сторона Ann—fBi — на плоскости FeO—Mgt—SiO_2 . Точка Bi принадлежит треугольнику составов биотитов и характеризует средний состав синкинематических биотитов центрального участка, где содержание $\text{Phl} \approx 22\%$ (на рисунке точка Bi для наглядности дана выше своего истинного положения). Отметим также, что посткинематический биотит центрального участка, содержащий около 35% флогопита, располагается почти на стороне fBi—Phl , аналогично анализируемому биотиту южного участка, где на долю флогопита приходится около 45%. На стороне MgO—FeO—SiO_2 располагаются составы грюнерит-купферитовых амфиболов, линия составов обозначена через Grun—Cumm .

Наконец, дополнительно нанесены составы арфведсонит-рибекитовых твердых растворов, которые лежат на плоскости FeO—Mgt—SiO_2 и представляют первое приближение к составам посткинематических сине-зеленых роговых обманок. Конечные члены обозначены через Arfv и Rib соответственно. В этом же тетраэдре находится часть рибекит-магнезиорибекитовых твердых растворов, их составы ограничены точками Rib (рибекит) и Rod (родусит). Последняя точка лежит на плоскости MgO—Mgt—SiO_2 и почти точно отвечает среднему составу родуситов центрального участка. В целом амфиболы, попадающие в интервал Rib—Rod , можно условно назвать железистыми родуситами или рибекит-родуситами.

Тетраэдр MgO—FeO—Mgt—SiO_2 (рис. 49, б) подразделяется на четыре основных парагенетических объема.

1. MgO—FeO—Mgt—Bi — составы с сильно меняющимися как Fe'''/Fe'' , так и содержанием Mg. Отличительной чертой является отсутствие амфиболов. В этот объем попадают малорудные и безрудные кварциты основания второго ритма. Точка Bi представляет единственный состав слюды для всех валовых составов.

2. $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{SiO}_2-\text{Bi}$ — составы с низким Fe'''/Fe'' и меняющимся содержанием Mg . Этому объему отвечают валовые составы и ассоциации безрудных кварцитов, залегающих в основании железорудной толщи. Только в этом объеме могут присутствовать куммингтониты, появление которых, судя по положению конноды $\text{Grun}-\text{Cumm}$, определяется как ростом содержания Mg , так и понижением железистости пород. Аналогичным образом должен меняться и состав биотита, который может наиболее

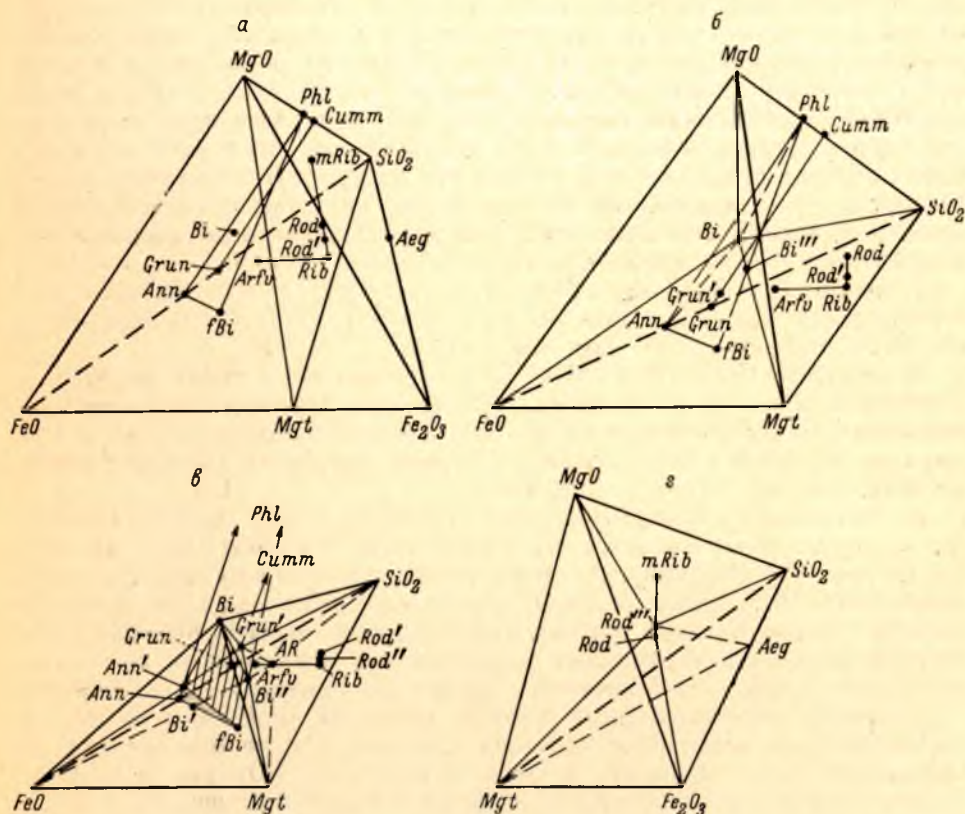


Рис. 49. Состав — парагенезис железистых кварцитов в системе $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.

a — общий вид фазы; $б$ — фазовые отношения для составов недосыщенных кислородом (нет свободной Fe_2O_3) в тетраэдре $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Mgt}-\text{SiO}_2$; $в$ — парагенетические объемы в тетраэдре $\text{Bi}-\text{FeO}-\text{Mgt}-\text{SiO}_2$ (часть тетраэдра $б$); $г$ — фазовые отношения для составов со свободной Fe_2O_3 в тетраэдре $\text{MgO}-\text{Mgt}-\text{Fe}_2\text{O}_3-\text{SiO}_2$.

близко подходить к флогопиту. В целом в этот объем попадают биотиты, ограниченные треугольником $\text{Ann}-\text{Bi}-\text{Phl}$.

3. $\text{Bi}-\text{FeO}-\text{Mgt}-\text{SiO}_2$ — составы с небольшим содержанием Mg и сильно меняющимся Fe'''/Fe'' . В этот объем попадает часть безрудных и основная масса рудных грюнерито-биотито-магнетитовых и грюнерито-магнетитовых кварцитов. Как видно из рисунка, в отличие от тетраэдра (2) в парагенетические ассоциации может входить лишь грюнерит. Другой дополнительной фазой являются щелочные амфиболы, меняющиеся в составе от $\text{Arfv}-\text{Rib}$ до некоторого железистого родусита, лежащего на соединении $\text{Rib}-\text{Rod}$ в месте его пересечения со стороной $\text{Mgt}-\text{Bi}-\text{SiO}_2$. Этот состав обозначен как Rod' . Внутри тетраэдра находится область составов биотитов, ограниченная площадью $\text{Ann}-\text{Bi}-\text{Bi}'-\text{fBi}$.

4. $\text{Bi-Mgt-SiO}_2\text{-MgO}$ — составы с высоким Fe'''/Fe'' и возможными сильными колебаниями Mg. Реальные же составы имеют низкое содержание MgO. В парагенезисах отсутствуют грюнерит-куммингтониты, а щелочные амфиболы представлены в качестве дополнительной фазы железистыми родуситами состава от Rod' до Rod . Объем полностью удовлетворяет составам и ассоциациям рудных безамфиболовых кварцитов и биотито-родуситовым кварцитам, таким как анализ 8 на центральном участке и анализы 57, 58 на южном участке, где в парагенезисе с биотитом присутствуют темно-синие амфиболы «оксиродуситового типа». При петрографической и петрохимической характеристике эти амфиболы были условно отнесены к оксиродуситам, хотя высказывалось предположение, что они могут быть неокисленными железистыми родуситами. Рассмотрение парагенетических отношений, следовательно, дает дополнительные основания для такого предположения. И если, действительно, щелочные амфиболы в этих породах принадлежат к железистым родуситам, то дополнительным фактором, обуславливающим их появление, является метасоматический привнос щелочей, устанавливаемый геологически, петрографически и петрохимически во всех анализированных образцах.

Тетраэдр Bi-FeO-Mgt-SiO_2 в соответствии с парагенетическими ассоциациями подразделяется на три объема: $\text{Grun-FeO-Mgt-SiO}_2$, Bi-FeO-Mgt-Grun , $\text{Bi-Mgt-SiO}_2\text{-Grun}$.

В тетраэдре $\text{Grun-FeO-Mgt-SiO}_2$ вершина Grun имеет переменное положение. В наиболее богатых, существенно грюнерито-магнетитовых кварцитах амфибол содержит 80—90% грюнеритовой молекулы, и этот тетраэдр является почти плоским. В бедных кварцитах грюнерит богаче магнием, поэтому объем расширится.

По отношению к каждому составу грюнерита состав биотита колеблется в определенных пределах. Для положения вершины Grun, показанной на рис. 49,а, например, состав биотита колеблется в пределах площади Ann-Ann'-fBi . Таким образом, для этого тетраэдра, куда попадают особенно бедные магнием породы, характерна, во-первых, высокая железистость биотита с вариациями в степени его окисления и, во-вторых, несколько большая железистость биотита по сравнению с амфиболом.

Другими дополнительными фазами являются щелочные амфиболы, состав которых испытывает особенно широкие колебания в пределах от арфведсонитов до рибекита и рибекит-родуситов (отрезок Rib-Rod). Щелочные амфиболы являются специфической посткинематической фазой, присутствующей в небольших количествах и, действительно, заметно меняющей свой состав по мере роста Fe'''/Fe'' в валовом составе. На рис. 49,в пунктиром дано примерное разделение полей безрудных, малорудных и рудных грюнеритосодержащих кварцитов, которое наглядно показывает, как меняется состав минералов в посткинематических условиях. В тетраэдре Grun-FeO-AR-SiO_2 состав как грюнерита, так и щелочного амфибола может меняться, причем щелочные амфиболы существенно арфведсонитовые и их состав может колебаться при каждом данном грюнерите. В тетраэдре Grun-FeO-AR-Mgt определенному грюнериту отвечает определенный щелочной амфибол. В обоих этих парагенезисах присутствует биотит, состав которого в первом случае меняется в пределах Ann-Ann'-Bi' , а во втором — в пределах Bi'-Ann'-Bi . В третьем тетраэдре $\text{Grun-Mgt-SiO}_2\text{-AR}$ биотит отсутствует, но широко варьирует в составе щелочной амфибол. Уже небольшое содержание магния в породе при высоком Fe'''/Fe'' обуславливают появление магнезиально-железистых щелочных амфиболов.

Остановимся на тетраэдрах Bi-FeO-Mgt-Grun и $\text{Bi-Mgt-SiO}_2\text{-Grun}$. В первом из них очень широко колеблется состав биотита (Ann'-Bi-Bi''-fBi) и отсутствует щелочной амфибол. Во втором тетраэдре

могут присутствовать щелочные амфиболы состава $Rod''-Rod'$, но область их составов более ограничена, чем в подстилающем почти безмагниевом тетраэдре $Grun-Mgt-SiO_2-AR$. По сравнению с первым тетраэдром биотиты здесь являются магниевыми и окисленными.

Четкое соответствие между валовым составом и характером минеральных парагенезисов в системе $MgO-FeO-Mgt-SiO_2$ подтверждает вывод о равновесных отношениях твердых фаз. Анализ фазовых взаимоотношений, кроме того, позволяет объяснить и уточнить ряд устанавливаемых эмпирических закономерностей в характере изменения состава минералов.

1. Появление безамфиболовых разностей рудных кварцитов действительно связано с содержанием Mg , повышение которого наряду с возрастанием Fe'''/Fe'' ведет к сужению поля составов грюнерит-куммингтонитов, а затем к их исчезновению. В составах, где $1 < Fe'''/Fe'' < 2$, равновесны только почти чистые грюнериты, но при обязательном условии незначительного содержания Mg . Безамфиболовые рудные кварциты проектируются практически точно на плоскость $MgO-Mgt-SiO_2$, поэтому при $Fe'''/Fe'' \approx 2$ даже весьма малые содержания Mg достаточны для исчезновения грюнерита.

2. Получает объяснение отсутствие в значительной части малорудных кварцитов посткинематических щелочных амфиболов и их предпочтительное развитие в тех грюнеритсодержащих породах, которые либо наименее железисты и мало окислены (безрудные грюнерито-биотитовые кварциты), либо наиболее богаты железом и имеют самую высокую степень окисления (рудные грюнерито-магнетитовые кварциты).

3. Объясняется появление малорудных безамфиболовых кварцитов. Здесь реальное значение приобретает высокое содержание Mg и Fe , причем с ростом Fe необходимый уровень Mg снижается.

4. Железистые биотиты предпочтительнее образуются в породах с низким Fe'''/Fe'' , рост Fe'''/Fe'' приводит к обогащению биотита Mg . Напротив, куммингтониты предпочтительнее образуются в породах с низким Fe'''/Fe'' . По мере роста Fe'''/Fe'' происходит закономерное изменение состава щелочного амфибола от арфведсонита к рибекиту. В породах с $Fe'''/Fe'' \approx 2$ повышение содержания Mg способно привести к появлению рибекит-родуситов и железистых родуситов в парагенезисе с биотитом. Для изученного района, где в породах с таким Fe'''/Fe'' содержание Mg небольшое, щелочные амфиболы обычно отсутствуют и образуются лишь в пластах, испытавших воздействие щелочного метасоматоза. В целом оказывается, что на центральном участке изменения состава щелочных амфиболов не являются непрерывными. Если в породах, где $Fe'''/Fe'' \leq 2$, щелочные амфиболы могут достигать состава Rod' , то в породах с $Fe'''/Fe'' > 2$ крайний состав щелочного амфибола отвечает Rod .

Фазовые отношения для пород, богатых кислородом и содержащих свободную Fe_2O_3 , т. е. отвечающих тетраэдру $MgO-Mgt-Fe_2O_3-SiO_2$, даны на рис. 49, г. Щелочные амфиболы Rod'' лежат на соединении $Rod-mRib$, близко к точке Rod . Парагенетические объемы следующие: $Rod''-Mgt-Fe_2O_3-SiO_2$, $MgO-Mgt-Rod''-SiO_2$, $MgO-Mgt-Fe_2O_3-Rod'''$. Все составы попадают в первые два объема и главным образом вблизи от канноты $Mgt-SiO_2$. Только во втором объеме может быть эгирин, который появляется в этих составах в посткинематических условиях. Точка Rod'' имеет переменное положение. При данных T и P она сдвигается в сторону $mRib$ при увеличении содержания магния. Повышение температуры и P_{O_2} вызывает аналогичные явления.

Рассмотрение фазовых отношений в системе $MgO-FeO-Fe_2O_3-SiO_2$ опиралось главным образом на данные по центральному участку, но оно

приемлемо и для южного участка. Устанавливаемое повышение температуры качественно не меняет парагенетических объемов, а лишь видоизменяет их границы. В то же время следует отметить, что при рассмотрении данных в этой системе не находят себе места и не могут быть объяснены магнезиорибекитовые и биотито-магнезиорибекитовые кварциты. Аналогичная ситуация существует и при анализе данных в координатах $\text{MgO}-\text{FeO}-\text{Fe}_2\text{O}_3-(\text{Na}+\text{K})_2\text{O}$. Состав этих амфиболов своеобразен в том отношении, что они будучи близкими к магнезиорибекитам по со-

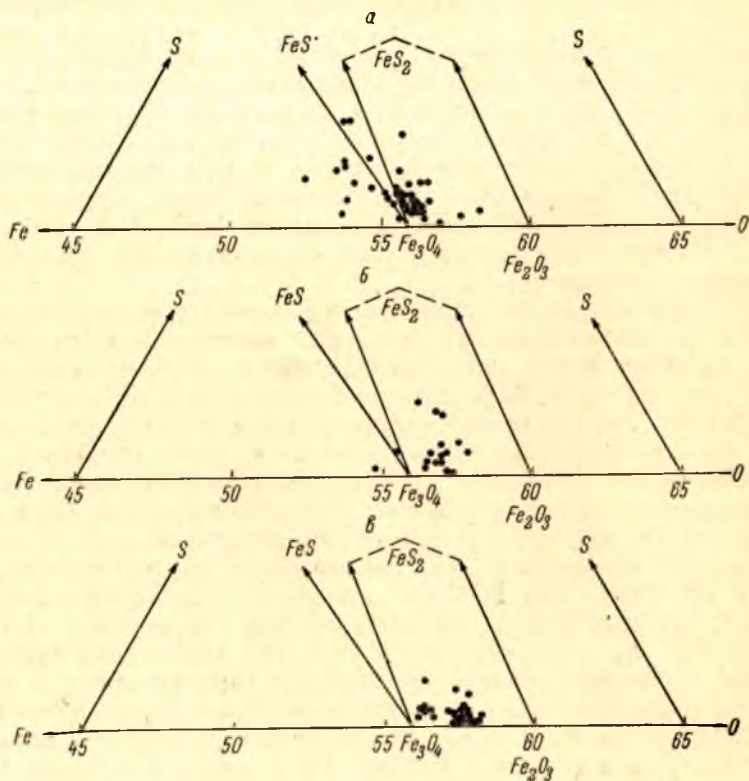


Рис. 50. Состав —парагенезис рудных минералов гронеритсодержащих (а), безамфиболовых (б) и щелочно-амфиболовых (в) кварцитов в системе $\text{Fe}-\text{S}-\text{O}$ при $T < 675^\circ$ (Каллервуд, 1961) по данным группового опробования (П. А. Гуревич, С. Н. Эвенчик, 1953 г.).

держанию Mg и Fe , в то же время обогащены Al и Ca и содержат примесь актинолита. При рассмотрении их равновесных отношений, следовательно, требуется учет влияния колебаний этих двух элементов в валовом составе.

В заключение рассмотрим взаимоотношения состав—парагенезис для рудных минералов. Изучение рудных минералов показывает, что в рудных кварцитах на всех стадиях эволюции существуют пирит-магнетитовая и пирит-магнетит-гематитовая ассоциации. Пирит-пирротин-магнетитовая, а иногда пирротин-магнетитовая ассоциации свойственны безрудным кварцитам. Ассоциация пирит—пирротин характерна для графитистых сланцев.

Учитывая, что равновесие силикатов не зависит от серы, но само определяется Fe'''/Fe'' , обусловленным составом рудных минералов, а также полагая, что кварц не влияет на равновесие рудных минералов, для изу-

чения этих взаимоотношений можно воспользоваться данными по той части валового химического состава, которая образована исключительно рудными минералами. Большое число таких анализов было выполнено в ходе разведки при опробовании железистых кварцитов (П. А. Гурвич, С. И. Эвенчик, 1954 г.).

Результаты их пересчета на систему Fe—S—O представлены на рис. 50. Фазовые треугольники построены в соответствии с петрографическими данными. Они отвечают парагенетическим ассоциациям сульфидов и окислов железа при $T < 675^\circ\text{C}$ (Бетехтин, 1954; Каллеруд, 1963). Все составы рудных кварцитов ложатся в соответствующие поля ассоциаций, только часть безрудных кварцитов попадает в поле $\text{FeO—FeS—Fe}_3\text{O}_4$. Это, очевидно, вызвано влиянием повышенного содержания карбонатов, учесть которое не представилось возможным.

ВЫВОДЫ

1. Режим кислорода играет определенную роль в метаморфизме железистых кварцитов. Значение кислорода определяется тем, что его переход из твердых фаз в газовой-жидкую на прогрессивной стадии метаморфизма поддерживает Eh среды минералообразования на одном постоянном уровне и вызывает определенные различия в величине рН в разных пластах. С учетом влияния кислорода на физико-химическую обстановку минералообразования особое значение приобретает его инертное поведение в ходе метаморфизма, обуславливающее сохранение различий рН и Eh в меняющихся внешних условиях метаморфизма.

2. Щелочные амфиболы и пироксены образуются и в ходе существенно изохимического метаморфизма. Особенно благоприятные условия для этого складываются в породах, над которыми P_{O_2} в ходе метаморфизма не опускалось ниже магнетит-гематитового буфера. Содержание других элементов, особенно Na и Mg, ограничивает количество кристаллизующихся щелочных минералов.

3. Состав щелочных амфиболов закономерно меняется с ростом P_{O_2} . Увеличение P_{O_2} приводит также к закономерному изменению состава грюнерит-куммингтонитов и биотитов и в конечном счете к радикальной смене парагенетических ассоциаций. Область стабильности каждого минерала и каждой ассоциации ограничена, следовательно, четкими пределами изменения P_{O_2} .

4. Как фактические данные, так и анализ равновесных взаимоотношений состав—парагенезис в системе $\text{MgO—FeO—Fe}_2\text{O}_3\text{—SiO}_2$ указывают на заметное влияние Mg и в определенной мере общей железистости пород на характер минеральных парагенезисов. Влияние изменений этих параметров состава качественно идентично с влиянием вариаций P_{O_2} .

5. Над каждым пластом железистых кварцитов P_{O_2} определяется как первоначальным содержанием кислорода в породе, так и достигнутыми величинами T и P . Изучение режима изменений P_{O_2} позволяет проследить конкретные пути влияния тех или иных изменений T и P на состав равновесных метаморфических минералов. В частности, падение T и P в регрессивной стадии метаморфизма обуславливает повышение щелочности среды минералообразования (системы железистый кварцит—поровый раствор) тем более сильное, чем быстрее снижались T и особенно P и чем выше было достигнутое P_{O_2} . Этим объясняется свойственное регрессивной стадии образование более щелочных минеральных ассоциаций, их прямая зависимость от предшествующего развития, тесная связь с ассоциациями прогрессивной стадии и отсутствие заметных изменений валового химического состава метаморфизованных пород. Нельзя не отметить, что такого рода регрессивный «щелочной метасоматоз» представляет особенность, в целом свойственную метаморфизму желе-

зисто-кремнистых формаций (Александров, 1963; Глаголев, 1957, 1958, 1961; Половинкина, 1949), что предполагает возможность значительно более частого, чем обычно считается, возникновения минералогических изменений, сходных с изменениями при действии щелочного метасоматоза, в существенно изохимических условиях.

6. Полученные данные позволяют сделать определенные предположения о первоначальной форме железа в железисто-кремнистом осадке. В свете изложенных выше данных представляется, что в ходе осадконакопления по мере смены восстановительных условий окислительными двухвалентное железо, осаждающееся в виде железистых силикатов (хлориты), карбонатов и сульфидов, все более переходило в трехвалентную форму. Отложение силикатов, карбонатов и сульфидов сменилось отложением окиси или гидратов окиси железа. Однако возникает вопрос были ли кислородные соединения трехвалентного железа единственными или только преобладали, т. е. является ли магнетит в рудных кварцитах первоначальным минералом или же образовался исключительно при метаморфизме за счет восстановления гематита или разложения карбонатов?

Разложение карбонатов должно было сильно понизить щелочность порового раствора и могло быть эффективно только в безрудных кварцитах, где содержание карбонатов повышенное, а P_{O_2} минимально, но микрослоистое строение магнетитсодержащих слоев противоречит этому предположению, а температурные условия метаморфизма не выходили за пределы термальной стабильности сидерита. Следовательно, роль этого способа образования магнетита невелика.

Восстановление гематита до магнетита имеет реальное значение и четко устанавливается при изучении щелочно-амфиболовых кварцитов центрального участка. Можно предположить, что в щелочно-амфиболовых кварцитах все железо первоначально находилось в трехвалентной форме. Но тогда меньшая степень окисления железа в наиболее богатых грюнеритсодержащих кварцитах, где содержание валового и рудного железа может быть даже больше, чем в щелочно-амфиболовых кварцитах, не может быть объяснена иначе, как присутствием в первоначальном осадке кислородных соединений двухвалентного железа. Следовательно, не исключена возможность наличия первичноосадочного магнетита.

Заключение

Значение проведенного изучения железистых кварцитов Костамукшского месторождения состоит прежде всего в уточнении и расширении наших знаний о его тектоническом строении, создавая тем самым предпосылки для более обоснованного прогнозирования запасов на глубину и за пределами разведанной части. Не меньшее значение для оценки состава и качества руд на глубоких горизонтах имеют результаты изучения вещественного состава и условий протекания метаморфизма в железистых кварцитах.

Основная особенность проведенного изучения заключается в широком использовании данных структурной петрологии, особенно микроструктурного анализа, для прослеживания взаимосвязи между метаморфизмом и деформацией, выявления динамической обстановки метаморфизма и получения объективных данных для возрастной корреляции минералов разного состава в различных, пространственно разобщенных породах. Полученные результаты свидетельствуют о широких возможностях этого метода, особенно при изучении объектов со сложной метаморфической и тектонической историей.

Наиболее важным результатом изучения метаморфизма железистых кварцитов является установление, прослеживание и попытка объяснения решающей или весьма существенной роли кислорода, содержащегося в железистых кварцитах и унаследованного от первичного железисто-кремнистого осадка. Была предпринята также попытка объяснения особенностей поведения кислородных систем в меняющихся внешних условиях метаморфизма. Это обсуждение показало, во-первых, существование заметных различий в поведении буферных и разбуферированных систем и, во-вторых, влияние первоначальных $pH-Eh$ характеристик на ход метаморфического минералообразования.

Судя по многочисленной литературе, минералогический и химический состав, геологические взаимоотношения отдельных разностей и температурные условия метаморфизма железистых кварцитов Костамукшского месторождения очень близки к таковым в железисто-кремнистых формациях Кривого Рога и КМА. Выводы об особенностях протекания регионального метаморфизма в железисто-кремнистых породах приобретают поэтому более широкое значение, чем объяснение различных сторон процесса регионального метаморфизма в железистых кварцитах рассматриваемого района.

Литература

- Александров И. В. 1963. Натровый метасоматоз в Криворожье. В кн.: Геохимия щелочного метасоматоза, Изд. АН СССР, М.
- Бетехтин А. Г. 1949. О влиянии режима серы и кислорода на парагенетические соотношения минералов в рудах. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- Бетехтин А. Г. 1953. Гидротермальные растворы, их природа и процессы рудообразования. В сб.: Основные проблемы в учении о магматогенных рудных месторождениях, Изд. АН СССР, М.
- Борнеман-Старынкевич И. Д. 1964. Руководство по расчету формул минералов. Изд. «Наука», М.
- Великославинский Д. А., А. Н. Казаков, Ю. М. Соколов. 1963. Мамский комплекс Северо-Байкальского нагорья. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 17, Изд. АН СССР, М.—Л.
- Виноградов Д. П., В. Г. Кушев. 1967. Микроструктурные особенности эклогитов. Сб.: Деформации и структуры докембрийских толщ. Изд. «Наука», М.—Л.
- Вистелиус А. Б. 1957. Структурные диаграммы. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Глаголев А. А. 1957. Температурные фации прогрессивного метаморфизма железистых кварцитов КМА. Тр. Межвуз. научн. совещ. по геол. и пол. иск. ЦЧО, Воронеж.
- Глаголев А. А. 1958. Взаимоотношение эгирина и щелочного амфибола в железистых кварцитах КМА. ДАН СССР, т. 119, № 6.
- Глаголев А. А. 1961. Щелочной метаморфизм железистой формации КМА и его температурные фации. В сб.: Физ.-хим. проблемы формир. горных пород и руд, т. I, Изд. АН СССР, М.
- Де Ситтер Л. У. 1960. Структурная геология. ИЛ, М.
- Дортман Н. Б., В. И. Васильева, А. К. Вейнберг, Э. Я. Дубинчик, В. В. Жданов, И. Ф. Зотова, М. Г. Илаев, В. Я. Грунина, Б. Я. Хорева, Л. Е. Шолпо. 1964. Физические свойства горных пород и полезных ископаемых СССР. Изд. «Недра», М.
- Елисеев Н. А. 1953. Структурная петрология. Изд. ЛГУ.
- Елисеев Н. А. 1957. Составление диаграмм по структурному и микроструктурному анализу. Изд. ЛГУ.
- Елисеев Н. А., Н. П. Никольский, В. Г. Кушев. 1961. Метасоматиты Криворожского рудного пояса. Изд. АН СССР, М.—Л.
- Заварицкий А. Н. 1956. Изверженные горные породы. Изд. АН СССР, М.
- Йодер Х. С. мл. 1963. Проблемы изоград в метаморфизованных богатых железом осадках. В сб.: Вопросы теорет. и эксперим. петрологии, ИЛ, М.
- Каллеруд Г. 1960. Сульфидные системы как геологический термометр. В сб.: Геохим. исследования, ИЛ, М.
- Клоос Э. 1958а. Деформация оолитов в складке Южных гор, Мериленд. В сб.: Вопросы структурной геологии, ИЛ, М.
- Клоос Э. 1958б. Линейность. В сб.: Вопросы структурной геологии, ИЛ, М.
- Коржинский Д. С. 1937. Зависимость минералообразования от глубины. Зап. Рос. минер. общ., т. 66, вып. 2.
- Коржинский Д. С. 1940. Факторы минеральных равновесий и минералогические фации глубинности. Тр. Инст. геол. наук АН СССР, вып. 12.
- Коржинский Д. С. 1956. Зависимость активности компонентов от кислотности раствора и последовательность реакций при послемагматических процессах. Геохимия, № 7.
- Коржинский Д. С. 1957. Режим кислотности послемагматических растворов. Изв. АН СССР, сер. геол., № 12.
- Коржинский Д. С. 1957. Физико-химические основы анализа парагенезисов минералов. Изд. АН СССР, М.
- Коржинский Д. С. 1959. Кислотно-основное взаимодействие в силикатных расплавах и направление котектических линий. ДАН СССР, т. 128, № 2.

- К о р ж и н с к и й Д. С. 1963. Соотношение между активностью кислорода, кислотностью и восстановительным потенциалом при эндогенном минералообразовании. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- К о ч и н Н. Е. 1951. Векторное исчисление и начала тензорного исчисления. Изд. 7-е, Изд. АН СССР, М.
- К р а т ц К. О. 1955. О некоторых вопросах геологии протерозоя и строения Балтийского щита. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, М.—Л.
- К р а т ц К. О. 1958а. К расчленению и терминологии протерозоя Карелии. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 2.
- К р а т ц К. О. 1958б. Тектоника восточной части Балтийского щита. В сб.: Геологическое строение СССР, т. 3, Изд. АН СССР, М.
- К р а т ц К. О. 1963. Геология карелид Карелии. Тр. Лабор. геол. докембрия АН СССР, вып. 16, Изд. АН СССР, М.—Л.
- К р а т ц К. О., В. Н. Н у м е р о в а. 1957. Краткий очерк геологического строения и основные черты металлогении восточной части Балтийского щита. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, вып. 1, Госгеолтехиздат, Л.
- К р а т ц К. О., М. М. С т е н а р ь. 1960. Стратиграфия и тектоника района Хедозеро—Большозеро—Челмозеро. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.
- К р а т ц К. О., В. М. Ч е р н о в. 1963. К геологии протерозоя железорудных районов Западной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 11.
- К ю р и М. 1924. Пьер Кюри. Химтехиздат, Л.
- Л а з а р е в Ю. И. 1966а. Методы структурного анализа в литологических исследованиях. В сб.: Проблемы осад. геол. докембрия, изд. «Недра», М.
- Л а з а р е в Ю. И. 1966б. Линейность кристаллических сланцев Костамукшского железорудного месторождения и ее интерпретация. В сб.: Вопросы геол. и закономер. размещ. полезн. ископ. Карелии, Карельск. книжн. изд., Петрозаводск.
- Л а з а р е в Ю. И., Е. Ф. Б е л о у с о в. 1967. Ориентировка биотита в железистых кварцитах месторождения Костамукша (КАССР). В сб.: Деформации и структуры докембрийских толщ, изд. «Наука», М.—Л.
- Н и к о л а е в В. А., В. В. Д о л и в о - Д о б р о в о л ь с к и й. 1961. Основы теории процессов магматизма и метаморфизма. Госгеолтехиздат, М.
- П а в л е н к о А. С. 1959. Особенности метасоматоза в одном из районов Сев. Криворожья. Изв. АН СССР, сер. геол., № 1.
- П е р е в о з ч и к о в а В. А. 1957. Геология протерозоя Карелии. Матер. по геол. и полезн. ископ. Северо-Запада СССР, вып. 1, Госгеолтехиздат, Л.
- П л а к с е н к о Н. А. 1959. О некоторых особенностях строения толщ метаморфических пород КМА, причинах их возникновения и стратиграфическом значении. Изв. АН СССР, сер. геол., № 3.
- П о л о в и н к и н а Ю. Ир. 1949. Натровый метасоматоз как закономерность в образовании месторождений железистых кварцитов. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 78, № 1.
- П р о н и н А. В. 1949. Статистическая обработка в стереографической проекции ориентированных величин. Сов. геология, № 37.
- П у ш к а р е в Ю. Д., К. А. Ш у р к и н. 1967. Особенности строения зоны сочленения беломорид и карелид и морфологические типы бластомилонитов. В сб.: Деформации и структуры докембрийских толщ, изд. «Наука», М.—Л.
- Р о б о н е н В. И., В. И. К о р о с о в. 1966. К геологии Костамукшского железорудного месторождения. В сб.: Геология и закономерности размещ. полезн. ископ. Карелии, Карельск. книжн. изд., Петрозаводск.
- С у д о в и к о в Н. Г. 1964. Региональный метаморфизм и некоторые проблемы петрологии. Изд. ЛГУ.
- Т р е г е р В. Е. 1958. Таблицы для оптического определения породообразующих минералов. Госгеолтехиздат, М.
- У о н с Д. Р., Г. П. Ю г с т е р. 1963. Биотиты в разрезе флогопит—аннит. В сб.: Вопр. теорет. и эксперим. петрологии. ИЛ, М.
- Ф е р б е р н Х. В. 1949. Структурная петрология деформированных горных пород. ИЛ, М.
- Ф о с т е р М. Д. 1959. Зеленая слюда железорудной толщ Курской магнитной аномалии. Зап. Всесоюзн. минер. общ., ч. 88, № 6.
- Ч е р н о в В. М. 1959. Об условиях образования Костамукшского железорудного месторождения. Изв. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, № 3.
- Ч е р н о в В. М. 1960. Некоторые геологические факты о составе атмосферы в протерозое Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.
- Ч е р н о в В. М. 1964. Стратиграфия и условия осадконакопления вулканогенных (лептитовых) железисто-кремнистых формаций Карелии. Изд. «Наука», М.
- Ч е р н о в В. М., М. М. С т е н а р ь. 1960. Стратиграфия карельских образований Западной Карелии. Тр. Карельск. фил. АН СССР, вып. 26.
- Ч е р н о в В. М., М. М. С т е н а р ь. 1961. Железорудная формация Карелии и ее сопоставление с аналогичными формациями Балтийского и Украинского кри-

- сталлических щитов. В сб.: Проблемы геологии Карелии и Кольск. полуострова. Изд. Карельск. и Кольск. фил. АН СССР, Мурманск.
- Чиннер Г. А. 1963. Значение содержания кислорода в сериях естественных пород. Вопросы теорет. и эксперим. петрологии, ИЛ, М.
- Шафрановский И. И. 1954. Внешняя симметрия реальных кристаллов и симметрия питающей среды. Зап. Всесоюз. минер. общ., ч. 83, № 3.
- Шафрановский М. И. 1956. Группы симметрии в структурной петрологии. Зап. Всесоюз. Минер. общ., ч. 85, вып. 4.
- Шафрановский И. И. 1964. К вопросу об уточнении универсального принципа симметрии Кюри. Зап. Всесоюз. Мин. общ., ч. 93, вып. 4.
- Шубников А. В. 1940. Симметрия. Изд. АН СССР, М.
- Шубников А. В. 1951. Симметрия и антисимметрия конечных фигур. Изд. АН СССР, М.
- Шубников А. В. 1956. О работе П. Кюри в области симметрии. Успехи физич. наук, т. 59, № 4.
- Эрнст В. Г. 1963. Щелочные амфиболы. Вопросы теорет. и эксперим. петрологии, ИЛ, М.
- Югстер Г. П. 1963. Стабильность аннита. В сб.: Вопросы теорет. и эксперим. петрологии, ИЛ, М.
- Югстер Г. П., Д. Р. Уонс. 1963. 1. Фазовые соотношения в водных силикатах и отношение $Mg : Fe$ в промежуточных соединениях. В сб.: Вопросы теорет. и эксперим. петрологии, ИЛ, М.
- Югстер Г. П. 1961. Реакции восстановления и окисления при метаморфизме горных пород. В сб.: Геохимич. исследования, ИЛ, М.
- Anderson E. M. 1948. On lineation and petrofabric structures and the shearing movements by which they have been produced. Q. J. G. S. London, v. 104, № 1.
- Beily E. B., W. S. McCallien. 1937. Perthshire tectonics: Schiehallion to Glen Lion. Roy. Soc. Edin. Trans., v. 59.
- Boyer R. E. 1962. Petrology and structure of the Southern West Mountains, Colorado. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 73, № 9.
- Brace W. F. 1960. Orientation of anisotropic minerals in a stress field. Geol. Soc. Amer. Memoir, 79.
- Campbell J. W. 1951. Some aspects of rock folding by shear deformation. Amer. J. Sci., v. 249, № 10.
- Chinner V. A. 1960. Pelitic gneisses with varying ferrous ferric ratios from Glen Clova, Angus, Scotland. J. Petrol., v. 1.
- Clark R. H., D. V. McIntyre. 1951. A macroscopic method of fabric analysis. Amer. J. Sci., v. 249, № 10.
- Clifford P., M. J. Fleuty, J. G. Ramsay, J. Sutton and J. Watson. 1957. The development of lineation in complex fold systems. Geol. Mag., v. 94, № 1.
- Curie P. 1884. Sur les symetrie. Bull. Soc. miner. de France, v. 7.
- Curie P. 1894. Sur la symetrie dans les phenomenes physiques symetrie d'in champ electrique et d'in champ magnetique. J. de Phys. (Paris), v. 3.
- Deer W. A., R. A. Howie, J. S. Zussman. 1963. Rock-forming minerals. V. 2 and 3, Longmans and Sons Ltd. London.
- De Sitter L. U., H. J. Zwart. 1960. Tectonic development in supra- and infra-structures of a mountain chain. Internat. Geol. Congr. XXI session. Reports, part XVIII.
- Dhonau B. J. 1961. The relation between the quartz fabric and fold movements in a folded calc-silicate rock from the Moines of Scotland. Geol. Mag., v. 98, № 4.
- Donath F. A., R. B. Parker. 1964. Folds and folding. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 75, № 1.
- Ernst W. G. 1957. Alkali amphiboles. Annual Report of the Director of the Geophysical Laboratory for 1956—1957. Carnegie Institution of Washington. Year Book 56.
- Ernst W. G. 1960. The stability relations of magnesioriebeckite. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 19, № 1.
- Ernst W. G. 1962. Synthesis, stability relations and occurrence of riebeckite and riebeckite-arfvedsonite solid solutions. J. Geol., v. 70, № 6.
- Ernst W. G. 1963. Polymorphism in alkali amphiboles. Amer. Miner., v. 48, № 3—4.
- Eugster H. P., D. R. Wones. 1962. Stability relations of the ferruginous Biotite, Annite. J. Petrol., v. 3, № 1.
- Fleuty M. J. 1961. The three fold systems in the metamorphic rocks of Upper Glen Orrin, Ross-shire and Inverness-shire. Q. J. G. S. London, v. 117, № 4.
- Gangopadhyay P. K., M. R. W. Johnson. 1962. A study of Quartz Orientation and its relation to Movement in Shear Folds. Geol. Mag., v. 99, № 1.
- Griggs D. T., M. S. Paterson, H. C. Heard, F. J. Turner. 1960. Annealing recrystallization in Calcite Crystals and Aggregates. Geol. Soc. Amer. Memoir 79.

- Griggs D. T., F. J. Turner, I. Borg, J. Sosoka. 1953. Deformation of Yule marble. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 64, № 5.
- Griggs D. T., F. J. Turner, H. C. Heard. 1960. Deformation of rocks at 500 to 800° C. *Geol. Soc. Amer. Memoir* 79.
- Hietanen A. 1961. Metamorphic facies and styles of folding in the Belt Series NW of the Idaho Batholith. *Bull. Comm. geol. Finlande*, № 196.
- Johnson W. G. Q. 1954. Geology of the Temiskaming—Grenville contact southeast of Lake Temagami, northern Ontario, Canada. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 65.
- Knill D. C., J. L. Knill. 1961. Time relations between folding, metamorphism and the emplacement of granite in Rosquill, Co. Donegal. *Q. J. G. S. London*, v. 117, № 3.
- Knopf E. B., E. Ingerson. 1938. Structural petrology. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, № 6.
- Kranck S. H. 1960. On lineation in gneisses and schists. *Bull. Comm. geol. Finlande*, № 188.
- Kamb W. B. 1959. Theory of preferred crystal orientation developed by crystallization under stress. *J. Geol.*, v. 67, № 2.
- Kamb W. B. 1961. The thermodynamic theory of nonhydrostatically stressed Solid. *Geophys. Research.*, v. 66.
- Kvale A. 1953. Linear structures and their relation to movement in the Caledonides of Scandinavia and Scotland. *Q. J. G. S. London*, v. 109, № 1.
- Lundström M. 1961. On the Significance of β -intersections in Superposed Deformation Fabrics. *Geol. Mag.*, v. 98, № 1.
- MacDonald G. J. F. 1960. Orientation of Anisotropic Minerals in a Stress Field. *Geol. Soc. Amer. Memoir*, № 79.
- Moench R. H. et al. 1962. Precambrian folding in the Idaho Springs-Central City Area, Front Range, Colorado. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 73, № 1.
- Oftedal Ch. 1948. Deformation of quartz conglomerates in central Norway. *J. Geol.*, v. 56, № 5.
- Oertel G. 1962. Extrapolation in Geologic Fabrics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 73, № 3.
- Patterson M. S., L. E. Weiss. 1961. Symmetry Concepts in the Structural Analysis of Deformed Rocks. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 72, № 6.
- Ramsay J. G. 1958. Superimposed folding at Loch Monar, Inverness-shire and Ross-shire. *Q. J. G. S. London*, v. 113.
- Ramsay J. G. 1960. The deformation of early linear structures in areas of repeated folding. *J. Geol.*, v. 68, № 1.
- Ramsay J. G. 1962a. Interference patterns produced by the superposition of folds of similar type. *J. Geol.*, v. 70, № 4.
- Ramsay J. G. 1962b. The geometry and mechanics of formation of «similar» type folds. *J. Geol.*, v. 70, № 3.
- Reynolds D. D., A. Holmes. 1954. The superposition of Caledonoid folds on an older fold-system in the Dalradian of Malin Head, Co. Donegal. *Geol. Mag.*, v. 91.
- Richard S. 1930. A peculiar green-blue amphibole from the metamorphosed iron formation of the eastern Mesabi Range, Minnesota. *Amer. Miner.*, v. 15, № 1.
- Suggerson E. P., P. Joubert, G. J. McCall, L. A. Williams. 1960. Cross-folding and refolding in the Basement System of Kenya Colony. *Internat. Geol. Congr.*, XXI session, Reports, part XVIII.
- Sander B. 1930. *Gefügekunde der Gesteine*. Wien.
- Sander B. 1934. Petrofabrics and Orogenesis. *Amer. J. Sci.*, v. 28, № 1.
- Schmid O. 1936. Steilachsige Tectonik und Schlingensbau, etc. *Jahrb. geol. Bundesanst.*, 86. Wien.
- Schmidt W. 1928. Zur Regelung Zweiachsiger Mineralien in Kristallinen Schiefern. *Meues Jahrb. Miner. B. B.*, 57A.
- Seitsaari J. 1953. A blue-green Hornblende and its genesis from Tampere schist belt, Finland. *Bull. Comm. geol. Finlande*, № 159.
- Strand T. 1944. Structural Petrology of the Bidgin Conglomerate. *Norsk. Geol. Tidssk.*, v. 24.
- Sutton J. 1960. Some structural problems in the Scottish Highlands. *Internat. Geol. Congr.*, XXI session, Reports, part XVIII.
- Tocher F. E. 1960. Hornblende Orientation. *Geol. Mag.*, v. 97, № 6.
- Turner F. J. 1957. Lineation, Symmetry and Internal Movements in Monoclinic Tectonite Fabrics. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 68, № 1.
- Turner F. J., C. S. Ch'ih. 1951. Deformation of Yule marble. Part III. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 62.
- Turner F. J., D. T. Griggs, H. C. Heard. 1954. Experimental deformation of calcite crystals. *Geol. Soc. Amer. Bull.*, v. 65.

- Turner F. J., D. T. Griggs, R. H. Clark, R. H. Dixon. 1956. Deformation of Yule marble. Part VII. Development of oriented fabrics at 300—500° C. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 67, № 9.
- Turner F. J., Y. Verhoogen. 1951. Igneous and metamorphic petrology. McGraw Hill Book Co. Inc.
- Turner F. J., L. E. Weiss. 1963. Structural Analysis of Metamorphic Tectonites. McGraw Hill Book Co. Inc.
- Vogt T. 1952. Flowage Structures and Ore Deposits of the Caledonides of Norway. Proc. XVIII Internat. Geol. Congr., Part XIII.
- Wegmann C. E. 1929. Beispiele tektonischer Analysen des Grundgebirges in Finland. Bull. Comm. geol. Finlande, № 87.
- Weiss L. E. 1954. A Study of Tectonic Style: Structural Investigation of a Marble Quartzite Complex in Southern California. Univ. Calif. publ. in geol. sciences, v. 30, № 1.
- Weiss L. E. 1955. Fabric Analysis of a Triclinic Tectonite and its Bearing on the Geometry of Flow in Rocks. Amer. J. Sci., v. 253, № 4.
- Weiss L. E. 1959. Geometry of Superposed Folding. Geol. Soc. Amer. Bull., v. 70, № 1.
- Weiss L. E., D. B. McIntyre. 1957. Structural Geometry of Dalradian Rocks at Loch Leven, Highlands. J. Geol., v. 65.
- Wenk E. 1936. Zur Genese der Bändergneise von Ornö Huvud. Upsala Geol. Inst. Bull., v. 26, № 1.
- Wones D. R. 1963. Physical properties of synthetic biotites of the join phlogopite-annite. Amer. Miner., v. 48, № 11—12.
- Yoder H. S. jr., H. P. Eugster. 1954. Phlogopite Synthesis and Stability Range. Geochim. et Cosmochim. Acta, v. 6.

Оглавление

	Стр.
Введение	3
Глава I. Геологическое строение района	5
История исследования	5
Геологические образования	7
Тектонические движения и тектонические структуры	14
О взаимоотношении складчатости, метаморфизма и магматизма	23
Выводы	24
Глава II. Состав и стратиграфия гимольской серии на территории месторожде- ния	26
Подрудная толща	26
Нижняя часть железорудной толщи	28
Верхняя часть железорудной толщи	32
Выводы	35
Глава III. Структурный анализ	36
Основные понятия и методические предпосылки анализа структурных данных	36
Тектонические структуры северной части района (оз. Корпанги — гора Шурло- ваара)	39
Детальный участок	41
Северная половина участка оз. Корпанги—гора Шурловаара	55
Южная половина участка оз. Корпанги—гора Шурловаара	56
Основные результаты анализа структурных данных. Характеристика разновозрастных деформаций северной части района	59
Тектоническое строение южной части района	61
Вторые складки	61
Первые складки	68
Выводы	71
Глава IV. О происхождении крутой В-линейности	73
Кинематическое значение крутой В-линейности	73
Аргументы симметрии и правило Зандера	75
Модели деформации	77
Крутая В-линейность как индикатор глубинной деформации	83
Выводы	85
Глава V. Микроструктурный анализ	86
Кварц	86
Кварц первой фазы складчатости	87
Влияние наложенных деформаций на ориентировку кварца	98
Биотит	103
Текстурные разновидности	103
Ориентировка	104
Амфиболы	106
Текстурные разновидности	107
Ориентировка	110
О кинематической и динамической интерпретации ориентировки синтетонических кристаллизующихся минералов	119
О группах симметрии тектонитов	123
Выводы	126
	191

Глава VI. Метаморфизм железистых кварцитов	128
Вариации степени метаморфизма	128
Эволюция состава железистых силикатов	130
Петрохимия	148
Роль кислорода. Кислородные буферы	163
Температура и давление при метаморфизме	166
Влияние скорости изменения температуры и давления в минералообразовании	168
Разбуферование	172
Взаимодействие с гидротермальными растворами	174
Состав—парагенезис	178
Выводы	183
Заключение	185
Л и т е р а т у р а	186

Юрий Иванович Лазарев

Структурная и метаморфическая петрология
железистых кварцитов Костамуншского месторождения

Утверждено к печати

*Институтом геологии Карельского
филиала АН СССР*

Редактор издательства *Т. Н. Токарева*
Художник *Я. В. Таубурцель*
Технический редактор *М. Н. Кондратьева*
Корректоры *М. А. Горилас* и *Г. В. Семерикова*

Сдано в набор 22/V 1970 г. Подписано к печати
14/X 1971 г. Формат бумаги 70×108^{1/16}.
Печ. л. 12+2 вкл. (1/2 печ. л.)=17,5 усл. печ. л.
Уч.-изд. л. 17,5. Изд. № 4381. Тип. зак.
№ 1047. М-26552. Тираж 600. Бумага № 2.
Цена 1 р. 75 к.

Ленинградское отделение издательства «Наука»
199164. Ленинград, Менделеевская лин., д. 1
1-я тип. издательства «Наука». 199034. Ленинград,
9 линия, д. 12